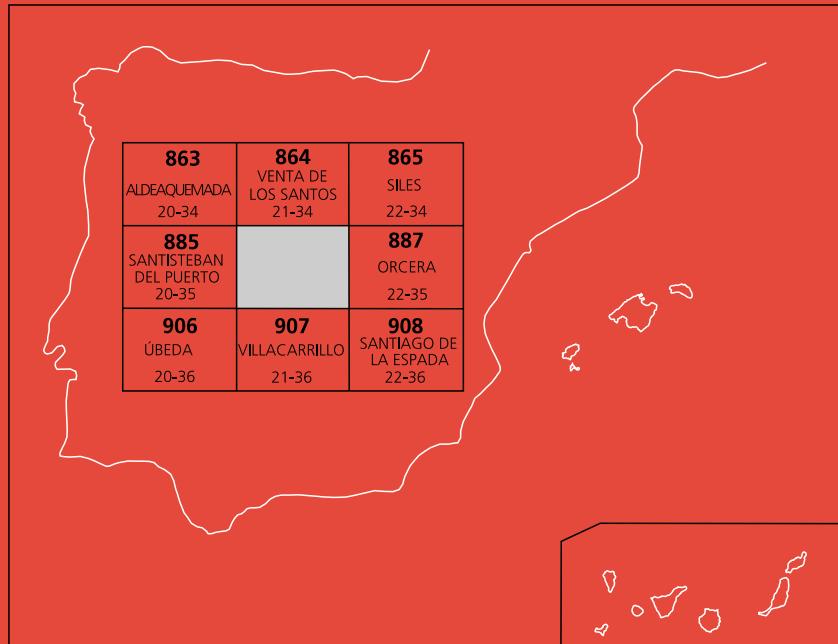




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



BEAS DE SEGURA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

BEAS DE SEGURA (886)

La presente Hoja y Memoria (Beas de Segura-886) ha sido realizada por el IGME, INIMA, S.A y la ETSIM, bajo normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria:

J. Fernández-Gianotti Branca (Prebético) (IGME)
M.I.Benito Moreno (Prebético) (IGME)
B. Núñez-Lago Polo (Triásico Tabular) (ETSIM)
T.Torres Pérez-Hidalgo (Triásico Tabular) (ETSIM)
P.Cabra Gil (Cuaternario)
F. Leyva Cabello (Paleozoico) (INIMA, S.A)
J. Matas González (Paleozoico) (INIMA, S.A)
F.Roldán (Memoria: Terciario e Historia Geológica) (IGME)

Cartografía geomorfológica y Memoria:

P.Cabra Gil

Hidrogeología:

A. González (Memoria e Hidrogeología en Mapa geológico) (IGME)

Paleontología:

Micropaleontología: Luis Granados (IGME)
Nannoplanton (Terciario): José Antonio Martín Pérez
MacroPaleontología (Paleozoico): J.C.Gutierrez Marco
Palinología: R.M.Rodríguez González

Dirección y supervisión:

J.Fernández-Gianotti Branca (IGME)

Edición:

G. Romero Canencia (IGME)
L.F. Miguel Cabrero (IGME)

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	5
1.2. MARCO GEOLÓGICO	5
2. ESTRATIGRAFÍA	6
2.1. PALEOZOICO	6
2.1.1.- Ordovícico	7
2.1.1.1.- Ordovícico superior	7
2.1.1.1.1.- Areniscas, cuarcitas y pizarras de color verde grisáceo a amarillento (1). "Bancos mixtos" Caradoc Terminal-Ashgill Inferior	7
2.1.1.1.2.- Calizas bioclásticas y dolomías gris amarillento (2). "Caliza de Urbana" Ashgill-Prehircantiense	8
2.1.1.1.3.- Pizarras gris oscuro a negro, fangolitas grises (3). "Pizarras Chavera" Ashgill Terminal - Hirnantiente	9
2.1.2.- Silúrico	10
2.1.2.1.- Cuarcitas de grano medio a fino grises (4). "Cuarcitas de criadero". Llandovery	10
2.1.2.2.- Sappropelitas, pizarras ampelíticas y lítidas (5). "Pizarras negras ampelíticas". Llandovery superior-wenlock inferior	10
2.1.2.3.- Arenicas, barras cuarcíticas (s), conglomerados (cg), limolitas y pizarras grises a pardo rojizas (6). Silúrico superior (wenlock superior)- devónico inferior	11
2.1.3.- Devónico	13
2.1.3.1.- Devónico inferior	13
2.1.3.1.1.- Arenicas y arenicas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillentas. Intercalación de capas de arenicas ferruginosas y oolíticas rojo vinosas (7). "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lochkoviense-Praguiense	13
2.1.3.1.2.- Margas grises, calizas bioclásticas amarillentas y arenicas cuarcíticas ferruginosas (8). Emsiense	16
2.1.4.- Carbonífero	16
2.1.4.1.- Conglomerados (cg), arenicas y lutitas grises (9). "facies culm". Carbonífero inferior	16
2.2. MESOZOICO	18
2.2.1.- Triásico	18
2.2.1.1.- Arenicas, conglomerados rojos y dolomias (10). Anisiense-Rhetiense	18
2.2.1.2.- Arcillas rojas y verdes con escasas arenicas, niveles yesíferos a techo y conglomerados hacia la base con intercalaciones de dolomias arenosas (11). Anisiense-Rhetiense ?	18
2.2.1.3.- Arenicas rojas, blancas y grises; arcillas rojas y verdes; escasos niveles dolomíticos (12). Anisiense-Rhetiense ?	19
2.2.2.- Jurásico	19
2.2.2.1.- Dolomícitas estratificadas con intercalaciones arcillosas y margas grises (13). Lías	19
2.2.2.2.- Calizas estratificadas mayormente oolíticas. (14). Dogger	20
2.3. TERCARIO	20
2.3.1.- Calizas masivas claras, a veces estratificadas. Conglomerados en la base. Margas blancas. (15). Mioceno	20
2.4. CUATERNARIO	21
2.4.1.- Bloques y arcillas. Deslizamientos (16). Holoceno	21
2.4.2.- Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (17). Holoceno	21
2.4.3.- Clastos de dolomias, carniolas y arenicas, con matriz arenó-arcillosa. Glacis (18). Pleistoceno	21
2.4.4.- Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de Deyeción y Abanicos aluviales (19). Holoceno	21
2.4.5.- Cantos, gravas y bloques con matriz arenó-limosa. Terrazas (20). Holoceno	22
2.4.6.- Cantos y gravas con matriz arenó-limosa roja. Aluvial-Coluvial (21). Holoceno	22
2.4.7.- Cantos, gravas y bloques con matriz arenó-arcillosa. Fondo de Valle (22). Holoceno	22
3. PETROLOGÍA	22
3.1. ROCAS IGNEAS	22
3.2. METAMORFISMO	23
3.2.1.- Metamorfismo regional	23
3.2.2.- Metamorfismo asociado al despegue extensional	23
4. GEOMORFOLOGÍA	24
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	24
4.2. ANTECEDENTES	25
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	25
4.3.1. - Estudio morfoestructural	25
4.3.2. - Estudio del modelado	26
4.3.2.1. - Formas de ladera	27
4.3.2.2. - Formas fluviales	27
4.3.2.3. - Formas kársticas	28
4.3.2.4. - Formas poligénicas	28
4.3.2.5. - Formas antrópicas	28
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	28
4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	30
4.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	31
5. TECTÓNICA	31
5.1. INTRODUCCIÓN	31
5.2. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO	32

5.2.1.- Deformaciones prehercínicas	33
5.2.2.- Tectónica hercínica	33
5.2.2.1.- Primera etapa de deformación hercínica	34
5.2.2.2.- Segunda etapa de deformación hercínica	34
5.2.2.3.- Tercera fase de deformación	38
5.2.2.4.- Etapas de fracturación tardihercínica	38
5.2.2.5.- Edad de las etapas de deformación hercínicas	39
5.2.2.6.- Deformación alpina	39
5.3. ESTRUCTURA DE LA COBERTERA TABULAR Y DEL PREBÉTICO EXTERNO	40
6. HISTORIA GEOLÓGICA	40
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	44
7.1. RECURSOS MINERALES	44
7.2. HIDROGEOLOGÍA	44
7.2.1.-Climatología	44
7.2.2.- Hidrología superficial	44
7.2.3.- Características hidrogeológicas	45
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	48
9. BIBLIOGRAFIA	49

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

El territorio ocupado por la hoja de Beas de Segura se encuentra en el extremo norte de la Sierra de Segura, correspondiendo en su totalidad a la Provincia de Jaén. Está comprendida entre los meridianos de $3^{\circ} 11'10",8$ y $2^{\circ} 51'10",7$ y los paralelos de $38^{\circ} 20' 04",7$ y $38^{\circ} 10' 04",7$. El ángulo sureste de la hoja se encuentra situado dentro del parque Natural de Las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas.

El tercio oriental y suroriental de la hoja tiene un relieve abrupto con importantes contrastes altimétricos entre las cumbres de las alineaciones montañosas y los fondos de las depresiones, oscilando entre los 950-1150 m de los relieves más alto y los valles intercalados con cotas entre 700 y 500m. El resto de la superficie cubierta por la hoja muestra una topografía moderada con altitudes entre 650 y 900m.

La red fluvial se encuentra bien desarrollada perteneciendo a la cuenca del Guadalquivir del que aparece un pequeño tramo en la esquina sureste de la hoja. El Guadalimar cruza la Hoja en sentido NE-SO, teniendo como afluentes por la margen derecha y de norte a sur, el río Guadalmena y los arroyos de Gutarrajas, Campillo, Cañuela, San Blas, el Tobazo y Caballada. Por la margen izquierda y también de norte a sur, se encuentran el arroyo de la Oliva, el río de Beas y los arroyos de los Morcillos, de Gutar, de la Parrilla, de los Olmedillos, de Carrizal y de Zorrero.

El clima de este sector se caracteriza por ser de tipo mediterráneo con cierta tendencia a la aridez. Las precipitaciones medias anuales se sitúan entre 500 y 700 mm, con una temperatura media de 10-11°C. Julio y agosto son los meses más calurosos del año y diciembre el más frío.

Con respecto a la vegetación hay que destacar la preponderancia del olivar, riqueza indiscutible de la zona. Además hay áreas de bosque cerrado y abierto en la esquina sureste y al noroeste de la hoja, al norte del río Montizón asimismo hay algunas otras áreas de matorral y monte bajo. También existen las huertas y zonas de regadíos, localizados en los fondos de los principales valles, pero son más bien escasos.

Los principales núcleos urbanos son Beas de Segura, Villanueva del Arzobispo y Castellar, siguiendo, por su tamaño, Arroyo del Ojanco, Sorihuela de Guadalimar, Chiclana de Segura, Aldeahermosa y, finalmente, Camporredondo. Estas poblaciones se encuentran bien comunicados por la carretera nacional N-322 y por carreteras comarcales y autonómicas. A esto se añaden numerosos caminos vecinales, pistas agrícolas y forestales afirmadas.

Los recursos de esta región se deben, principalmente, a la agricultura y en menor medida, a la ganadería, destacando el sector olivarero. La actividad agrícola es, en su mayoría, de secano, limitándose el regadío a pequeñas huertas familiares situadas en los valles de los ríos.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La hoja de Beas de Segura se localiza en el límite de dos grandes unidades geológicas: El Macizo Ibérico y la Cordillera Bética, encontrándose además el ápice nororiental de la cuenca del Guadalquivir. Es así que en el ángulo noreste de la hoja aflora el *Paleozoico de la Meseta*, con una orla, hacia el sureste, de Mesozoico, que constituye la *Cobertera Tabular de la Meseta* apareciendo en el tercio sureste las *Zonas Externas de la Cordillera Bética*. La cuenca del Guadalquivir formada durante el Neógeno constituye la cuenca de antepais del orógeno Bético.

El *Paleozoico de la Meseta* aflorante en la hoja de Beas de Segura corresponde a las últimas estribaciones de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Ibérico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (Z.C.I.). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permiten atribuir estas series al Hiperírculo Postcámbrico, SAN JOSÉ et al. (1990) y (1992), del cual, en el ámbito de estudio, se han determinado materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Superior al Devónico Inferior, asimismo afloran los materiales del Carbonífero Inferior en Facies Culm, encuadrables en el mismo superciclo inferior.

Los materiales paleozoicos principalmente silicílicos, están estructurados por la Orogenia Hercinica, con desarrollo generalizado de plegamiento, esquistosidad y metamorfismo. En fases tardihercinicas o alpinas se desarrollan varias etapas de fracturación frágil. El análisis estructural ha permitido identificar, en la Hoja, las principales fases o etapas dúctiles de la Orogenia Hercinica establecidas para toda la Zona Centroibérica. Tiene especial relevancia el reconocimiento en la zona de la segunda fase hercínica de la Zona Centroibérica, caracterizada por una deformación en bandas de cizalla que se producen en un episodio extensional del Orógeno.

Los escasos estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, bien por el año de su realización, KETTEL, D. (1968), TAMAIN, G. (1972), PELÁEZ et al. (1986) en el ámbito paleozoico, bien por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos, Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961), han utilizado, por lo general, las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

La *Cobertera Tabular de la Meseta* forma una orla al sureste del Macizo Ibérico. Dentro de la hoja de Beas de Segura se han diferenciado las facies detriticas rojas de edad Triásica y afloramientos de la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio. Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada, hacia el norte, "Plataforma estable de Albacete".

De las *Zonas Externas Béticas*, la más septentrional es la que aflora en el ámbito de esta hoja. Se trata de la zona Prebética. En este sector de la actual cordillera Bética se depositaron, durante el Mesozoico y Terciario mayoritariamente sedimentos marinos someros, con episodios continentales, de forma análoga a las regiones adyacentes de la Cordillera Ibérica y el área formada por la *Cobertera Tabular*. El Prebético está dividido, desde los primeros trabajos realizados por AZEMA et al. (1979) y GARCIA HERNANDEZ et al. (1980) en dos unidades tectónicas, a

la vez que subdominios paleogeográficos: Prebético Externo y Prebético Interno. En el sector oriental-suroriental de la hoja de Beas de Segura aflora la Unidad morfoestructural del *Prebético Externo de la Sierra de Cazorla y Alcaraz* definida por Vera, J.A. et al. (2004). Esta Unidad tiene una estructura de imbricación de cabalgamientos, vergentes hacia el exterior del orógeno, originados durante la colisión de las Zonas internas Béticas con el paleomárgen sur de Iberia. En el frente de las Zonas Externas fue donde se formó la cuenca de antepaís del Guadalquivir, la cual evolucionó paralelamente al avance de dicho frente durante el Neógeno.

2. ESTRATIGRAFÍA

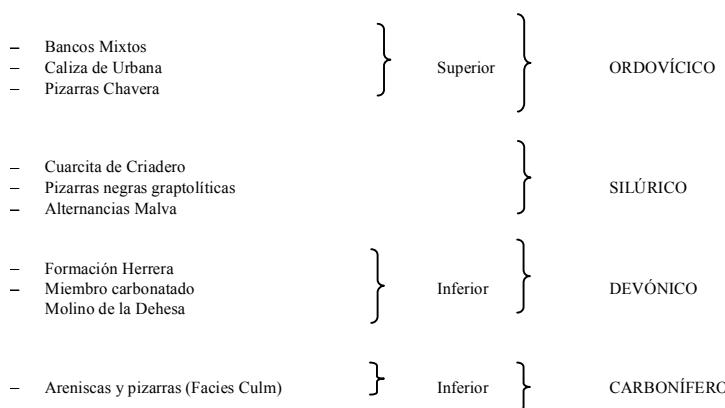
2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ et al. (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la Z.C.I. el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límites de Tipo I), dentro del área de la Hoja, en los sedimentos más antiguos aflorantes atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

El paleozoico se va a describir por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en secuencias deposicionales.

A nivel regional, el hiperciclo Postcámbrico comienza con los depósitos de la Formación del Ordovícico Inferior y Medio (Formación de Base, Armoricana, Capas Pochico, Pizarras del Río, Alternancias El Caño, Pizarras Guindo, Cuarcitas Botella y Pizarras Cantera). Estas formaciones no afloran en esta Hoja, comenzando el registro paleozoico con los materiales atribuidos a los Bancos Mixtos del Ordovícico Superior.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen representación en el ámbito de la Hoja y en su definición se utilizaría las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. (1990) y (1992) y PARDO, M.V. et al. (1996) y que en síntesis podemos resumir como sigue:



En el ámbito de la Hoja y su entorno próximo son reseñables una serie de cuestiones, en unos casos de índole estratigráfica y en otros tectonoestratigráfica, que pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

- El afloramiento de dos series atribuidas al Carbonífero con litología muy distinta. En tanto que en el ámbito de esta Hoja se cartografiaron materiales cuya litología, estructura y organización sedimentaria son propios de las facies Culm y el contenido palinológico indica una edad aproximada de Carbonífero Inferior; al noroeste de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), se han localizado unos afloramientos de tamaño reducido, en los que se observa cómo unos materiales, esencialmente detrítico gruesos (conglomerados, areniscas y escasas pizarras), están en discordancia con el paleozoico subyacente pero a su vez afectados por estructuras hercínicas tardías. El contenido palinológico ha permitido atribuirles una edad Carbonífero Superior.
- En los límites de esta Hoja con la de Venta de los Santos (nº 864), existe una banda de amplitud kilométrica y dirección aproximada Este-Oeste, en la cual las series aflorantes muestran un grado metamórfico elevado y una tectonización intensa. En esta banda, a las series definidas

en cartografía, se les ha dado una atribución cronoestratigráfica en razón de su litología comparada con el registro paleozoico no metamórfico aunque, como resulta evidente, en algunos sectores de tectonización muy intensa y alto metamorfismo esta atribución se hace a título tentativo.

2.1.1.- Ordovícico

Como ya se ha reseñado con anterioridad en el área de esta Hoja, las formaciones del paleozoico aflorante al norte de la estructura tectónica, que en capítulos posteriores se describirá como Zona de Cizalla Santa Elena-Puente Génave (Z.C. SE-PG), tiene una tectonización intensa y un grado metamórfico medio-alto. Por tanto, aunque se describirán en el capítulo de estratigrafía sus características litoestratigráficas y encuadre sedimentológico en el registro estratigráfico del conjunto paleozoico, se hará desde el conocimiento y correlación regional.

2.1.1.1.- Ordovicico superior

Como ya se ha descrito, tanto en el sector noroccidental (Carnicera) como en el central norte de Chiclana de Segura, a lo largo del Arroyo del Tejar, las unidades litológicas cartografiadas y atribuidas a las formaciones del Ordovicico Superior y Silúrico, están constituidas por materiales con una fuerte tectonización y metamorfismo de grado medio a alto. Un itinerario de gran interés tectoestratigráfico es el que proporcionan los Arroyos del Tejar y Gutarrajas, al norte de Chiclana. En este itinerario y en serie aparentemente continua, se tiene una representación litológica de las formaciones del Ordovicico Superior-Silúrico, incluida la Caliza de Urbana (calcoesquistos con sombras de aloquímicos), con unos espesores bastante más reducidos que las potencias medias de estas formaciones y un grado metamórfico que va desde la clorita-biotita al norte en el límite con la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) a esquistos negros con andalucita (Silúrico) al sur.

De esta forma, las descripciones que se harán de las formaciones del Ordovicico Superior, tienen un carácter tentativo y en gran medida, extrapolando datos del contexto regional próximo.

2.1.1.1.1.- Areniscas, cuarcitas y pizarras de color verde grisáceo a amarillento (1). “Bancos mixtos” Caradoc Terminal-Ashgill Inferior

Como define su propio nombre, esta formación en el ámbito regional, se describe como una monótona y potente alternancia de areniscas y lutitas en la que la aparente uniformidad en el espesor de las litologías básicas le confiere un aspecto característico de ritmita. El color es gris verdoso en las pizarras y gris amarillento a crema en las areniscas y limolitas.

Otros datos destacables en estos sedimentos son, de una parte, la presencia continuada de mica blanca en porcentajes llamativos y de otra, la intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino. Los techos de capa con ripples de ola sobre láminas de mica blanca, que le confieren un espectacular brillo de espejo, o bien planos de estratificación de amplitud métrica totalmente cubiertos de icnofauna, son hechos frecuentes en esta formación.

Los primeros fósiles encontrados en esta unidad fueron briozoos y braquiópodos, citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933); HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942), aunque su determinación no fue correcta y les atribuyeron al Silúrico y Devónico.

KETTEL, D. (1968); PERÁN, M. (1967); POUPON, G. (1971) y TAMAIN, G. (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovicico Superior. TAMAIN, G. (op.cit.) describe el tramo de techo de esta formación como las “Lumaquelas terminales” que constituyen un excelente nivel guía, bien como litosoma, ya como horizonte cronológico. El conjunto de las “Pizarras Cantera” y “Bancos Mixtos” fue descrito como “Esquistos con Orthis” (*Orthis Schichten*) por los autores alemanes HENKE, W. (1926); RICHTER, R. (1967); BUTENWEG, P. (1968), etc. Estos autores diferenciaron dos tramos, el basal pizarroso “*Orthis Schiefer*”, que sería equivalente a las Pizarras Cantera, TAMAIN, G. (op.cit.) y los “*Orthis Wechsellagerung*”, equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN, G. (op.cit.). Finalmente, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (op.cit.) y VILLAS, E. (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

Puede establecerse con carácter general que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas; una en posición estratigráfica intermedia y la ya reseñada de techo que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables.

La barra cuarcítica intermedia fue denominada “Cuarcita de Arcas”, KETTEL, D. (op.cit.) y la superior es la ya descrita como “Lumaquelas terminales”. Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos.

En estos sedimentos heterolíticos hay dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos, aunque en algunas series, se tienen facies minoritarias de carácter local.

– La facies más representativa de esta formación es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita ≈ 1 .

En el Arroyo del Tejar, en su sector septentrional, aún puede observarse que se trata de secuencias granodecrescentes (F.U.S.) con estructuras internas “hummocks”, laminación paralela y de ripples de ola. Las intercapas son fangolitas y pizarras negras algo micáceas.

Serán, por tanto, asimilables a facies del grupo de los “hummocky” de grano medio, WALKER, R.G (1982) y WALKER, R.G. (1984).

- La facies que constituye las barras puede considerarse una subfacies de la anterior.

Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas cuarcíticas y cuarcitas de grano medio amalgamadas por pérdida del término pizarroso, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecionadas con estructuras “hummocky” de longitudes de onda de orden métrico, lo que ocasiona una geometría ondulada.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas cuarcíticas son metarcosas y metasubarcosas con porcentajes de hasta el 8% de feldespatos en las capas tempestíticas, bajando a porcentajes entre el (3-5) % en las metacuarcitas las barras.

Las muestras de siliciclásticos de grano fino a muy fino (limolitas arenosas), tienen una composición similar bajando la proporción de feldespatos y subiendo las micas y por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados.

Se clasifican como metasubarcosas y metasublitenitas muy ricas en mica (moscovita).

En ambos casos los accesorios son comunes, encontrándose turmalina, circón, apatito y sulfuros como más abundantes.

En el ámbito regional el conjunto de facies descritas en el contexto general de los Bancos Mixtos, constituidas por secuencias granodecrescentes, se estructuran en un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en “posición regresiva”, BRENCHLEY, P.J. et al. (1986), GABALDÓN, V. et al. (1985), correspondiente a la formación de lóbulos arenosos en el offshore proximal de una plataforma siliciclastica con dominio de tormenta.

Como ya se ha descrito, los Bancos Mixtos, es una de las unidades más fosilíferas del Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles de “Lumaquelas terminales” en su tercio superior.

Las estaciones realizadas en las Hojas aledañas nºs 864 (Venta de los Santos), 865 (Siles) fuera de la Z.C SE-PG, han proporcionado una asociación de braquíópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havlicekii*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior, en la que se identificaron: *Svobodaina havlicekii* Villas, S. aff. *Feisti Havlicek*, *Portranella exomata* (Sharpe), *Aegiromena cf. descendens* (Havlicek), *Tafilaltia brevimusculosa* Villas, *Leptaena sp.* y *Chasmatoporella sp.*, *Rafinesquina lignoni*, Villas, entre otros.

2.1.1.1.2.- Calizas bioclasticas y dolomias gris amarillento (2). “Caliza de Urbana” Ashgill-Prehírnantense

La “Caliza de Urbana” es una de las formaciones más conocidas del ciclo postcámbrico, ya que, en una serie siliciclastica monótona y uniforme, que plantea graves dificultades para la identificación de las formaciones en el trabajo cartográfico, encontrar un litosoma carbonatado con cierta continuidad lateral, constituye, de forma directa, un horizonte guía cuyas relaciones espaciales y estratigráficas pueden resolver la sucesión cronoestratigráfica, y por tanto, la estructura.

Tanto en el ámbito regional como en esta Hoja la “Caliza de Urbana” es una unidad litológica discontinua, con variaciones espectaculares de espesor y de composición litológica junto a la ausencia de afloramiento en bastantes sectores. En esta área el monocinal de Carnicería en el sector noroccidental, es el representativo de series del Ordovícico superior sin “Caliza de Urbana”.

Cuando ocurre esta disposición estratigráfica en la que sobre las alternancias de los Bancos Mixtos se apoyan directamente las Pizarras de Chavera, el contacto entre ambas formaciones es aparentemente concordante (paraconformidad) a escala cartográfica y está marcado por un nivel de espesor decimétrico a métrico, constituido por un aglomerado de fragmentos líticos, heterométricos y angulosos en los que se mezclan clastos de areniscas, carbonatos, rocas volcánicas básicas y fragmentos de cuarzo. En otros casos, este nivel, va acompañado de un dique de cuarzo subparalelo.

Cuando la serie está completa, el contacto de la Caliza de Urbana a muro es concordante y a techo muestra siempre señales erosivas que van desde microcicatrizes erosivas tapizadas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficie erosivas con relleno de sedimentos de tipo debries o “mixtilias” en el sentido de SCHERMERHORN, L.J.G. (1971). En áreas próximas situadas al oeste de la Hoja, se cita la presencia de un paleokarst con rellenos ferruginosos.

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciaciación finiordovicica, que provocó la exposición subaérea de parte de la plataforma carbonatada.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Hespérico. SARMIENTO, G.N. (1993) en la “Caliza de Urbana”, PARÍS, F. et al. (1982), en la “Caliza de la Formación Rosán” en Finisterre y la “Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica” CARLS, P. (1975), la “Caliza de Guadarrama”, “Caliza de La Aquiana”, “Caliza de Portilla de Luma”, y ROBARDET, M. (1976), HAFENRICHTER, M. (1979) y (1980) en la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.).

En esta Hoja, el afloramiento del Barranco del Tejar, en su confluencia en el Gutarrajas es de enorme interés, ya que no sólo ha permitido identificar con certeza las unidades litológicas aflorantes a muro y techo de esta formación, y por tanto, definir la serie en un sector de enorme complejidad tectonometamórfica, sino que además ha permitido observar que la reducción de espesores en las formaciones siliciclasticas es

mucho mayor que en la carbonatada. De esta forma si los espesores promedio de esta formación en zonas próximas de Hojas aledañas (nº 864), estaría entre los 4 a 8 m en el embalse del Guadalmena, al norte de la Z.C.SE-PG, en este afloramiento el espesor aflorante es de 6,5 m. Por tanto, si las formaciones siliciclásticas en el ámbito de la zona de cizalla afloran con espesores que normalmente son inferiores a la mitad de su promedio regional, los carbonatos tienen una reducción mínima.

En campo son mármoles y calcoesquistos grises a marrones con microlaminación paralela muy marcada y unos clastos o aloquímicos de tamaño rudita claramente orientados.

Al microscopio son esparitas con una laminación paralela marcada por lechos muy ricos en sulfuros, en las que apenas puede identificarse la deformación como "boudines" o micropliegues. La recristalización es tan intensa que debe borrar todas las estructuras deformativas.

En el ámbito regional y por su contenido en macro y microfauna, a esta formación se le atribuye una edad Ashgill pre-Hirnantense, SARMIENTO, G.N. (1993); SARMIENTO, G.N. et al., (2000).

2.1.1.1.3.- Pizarras gris oscuro a negro, fangolitas grises (3). "Pizarras Chavera" Ashgill Terminal - Hirnantense

Sobre la sucesión ordovicia descrita, se sitúa la importante discontinuidad estratigráfica (límite de tipo 1) que numerosos autores atribuyen a la confluencia de los procesos erosivos de origen glacioeustático, junto a la actividad tectónica ocurridos en el entorno del límite Ordovícico-Silúrico.

Tal como se ha descrito anteriormente, esta discontinuidad, importante en el orden cuencal, es apenas perceptible en aquellas localidades en las que se mantiene un registro sedimentario continuo, en las cuales sólo viene marcada por la presencia a techo de la "Caliza de Urbana" de niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles de fauna removilizada de niveles inferiores, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1987).

El conjunto sedimentario que aflora o sobre la "Caliza de Urbana" o bien sobre otras formaciones del Ordovícico Superior (Bancos Mixtos, etc.) está constituido esencialmente por lutitas y fangolitas (pizarras) que en ciertas regiones de la Z.C.I. (Villuercas, Herrara del Duque, etc.) es una unidad cuarcítica de hasta 40 m de espesor.

La serie pizarroso ha recibido distintos nombres: Formación Gualija, Pizarras de Castellar, Pizarras del Muro y Pizarras Chavera, en tanto que las cuarcitas reseñadas se conocen como "Cuarcita de las Majuelas", que, en alguna publicación, ha sido atribuida impropriamente a la cuarcita de base del Silúrico. Hacia el N y NE de la Z.C.I. la serie pizarroso contiene cantos heterométricos de areniscas, cuarcitas y litologías exóticas de formaciones más antiguas, lo que ha ocasionado que se cite ampliamente en bibliografía con la denominación informal de "Pelitas con fragmentos".

Como se describa con anterioridad, en concordancia sobre la "Caliza de Urbana" o sobre los "Bancos Mixtos" en posición conforme, se tiene una potente sucesión pizarroso de características litológicas muy uniformes en todo el ámbito de la Z.C.I. Son lutitas y fangolitas gris oscuras a negro azulado, algo miáceas, de aspecto masivo con rotura en lápices o conoidea y suaves al tacto.

En campo su aspecto es inconfundible. Dan una morfología de pináculos sobre planos alomados y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos.

En el área de la Hoja los materiales atribuidos a esta formación son una facies ubicua de pizarras negras masivas con cristales de andalucita de orden milimétrico a centimétrico.

Por su posición geométrica entre los carbonatos atribuidos a la Caliza de Urbana y las cuarcitas masivas (Cuarcitas de Criadero) así como por su litología uniforme de pizarras negras masivas, han sido los criterios básicos para atribuir estos materiales a las Pizarras Chavera.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas con fragmentos", "Pizarras Chavera", etc. son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, M. (1981); ROBARDET, M. et al. (1988).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarinos ("ice-drop paratillites"), relacionados con la glaciaciación continental ("inlandsis") de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo.

ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de "ravinement" de edad infra-Llandovery que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciado.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo "mixtitas" SCHERMERHORN, L.J.G., (1975), tienen un origen de tipo "mud-flow" gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambras explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciado en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN, A.R., (1984), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciaciación gondwanica finiordovicica ROBARDET,

M. y DORE, F. (1988), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma con el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclasticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovicicos, ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, P.J., et al. (1991).

La datación de estas unidades se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de “pelitas con cantos dispersos”, conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.; ROBARDET, M. y DORE, F. (op.cit.), BRENCHLEY, P.J. et al. (op.cit.). La asociación de quitinozoides presente en muchas de estas regiones (Biozona de Tanuchitina elongata según PARÍS, F. (1990), y su relación con la “fauna de Hirnantia” permite considerar al conjunto como Hirnantense. Su depósito se realizó como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. et al. (1995).

2.1.2.- Silúrico

No ha podido establecerse con exactitud el límite Ordovicico-Silúrico en la Zona Surentroibérica. En tanto que en los sectores septentrionales de esta zona, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm. Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con andalucita. Al sur de la Z.C. SE-PG, y tanto en el Valle del Guadalmena como en el Arroyo de la Porrosa, afloran pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychienense basal (Llandovery Superior), SARMIENTO G.M. et al. (1991). Por tanto, en los sectores meridionales de la Zona Surentroibérica en los que se encuadra la Hoja, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita de Criadero), puede contener en su seno la discontinuidad inicial del Ciclo Silúrico.

En este sentido, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (op.cit.) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita de Criadero en Almadén, es inquestionablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones datados como pre-Telychienense.

Por tanto, la llamada “*transgresión silúrica*” en la Zona Surentroibérica es marcadamente diacrónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

2.1.2.1.- Cuarcitas de grano medio a fino grises (4). “Cuarcitas de criadero”. Llandovery

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surentroibérica, donde han recibido distintas denominaciones: “Cuarcita de Criadero”, “Cuarcita de Castellar”, “Cuarcitas superiores”, etc. Su contacto con las “Pizarras de Chavera” es concordante y, dependiendo del espesor del tramo superior de alternancias de las pizarras, más o menos neto o brusco. En cualquier caso, la diferencia de competencia entre ambos paquetes ocasiona que, este contacto, esté normalmente algo mecanizado, que en el caso de esta Hoja y dado lo expuesto con anterioridad, está muy mecanizado.

Aunque en el ámbito regional, a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN, G. (op.cit.), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades. En el ámbito de la Hoja, en los afloramientos que se encuentran en el sector central en el Arroyo Gutarrajas y en el sector noroccidental en el ámbito de Camicera al oeste del vértice el Yesar, en ambos casos dentro de la banda de alto metamorfismo. Son una delgada barra de cuarcitas masivas o en capas decimétricas con microlaminación paralela de colores gris oscuro a negros en la que indudablemente no pueden identificarse los distintos miembros descritos en el ámbito regional.

La petrografía de estas cuarcitas muestra que el cuarzo está completamente recristalizado y parcialmente orientado, con una foliación marcada por mica blanca. La textura es granoblástica y en algún caso aún se conservan lechos con acúmulo de minerales pesados (zircón, turmalina, etc.), muy abundantes en las areniscas cuarcíticas de esta formación, fuera de la zona de alto metamorfismo. El color gris oscuro a negro está originado por abundante grafito diseminado en estos materiales.

La cronología de esta formación se da por acotación entre las dataciones definidas a nivel regional en las “Pizarras Chavera” inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En el área de la Hoja, el yacimiento del valle del Guadalmena, junto a los encontrados en Hojas colindantes, confirman una edad de techo Llandoveryense Superior (Telychienense), por lo que a la “Cuarcita de Criadero” se le atribuye una edad Llandoveryense inferior (Rhuddaniense)-Llandoveryense Superior (pre Telychienense).

2.1.2.2.- Sapropelitas, pizarras ampelíticas y lítidas (5). “Pizarras negras ampelíticas”. Llandovery superior-wenlock inferior

El contacto de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelíticas silúricas es un hecho extraordinariamente difícil de observar en los afloramientos naturales. Normalmente la diferencia de competencia y resistencia a la erosión entre las barras cuarcíticas y las ampelíticas, ocasiona una erosión diferencial de tal magnitud que es precisamente en este entorno donde, se desarrollan depósitos cuaternarios (glacis, conos, etc.). La consecuencia, extensiva a todos los sectores descritos en el apartado anterior, es que no ha sido posible observar el contacto estratigráfico entre las últimas cuarcitas de tipo tempestítico descritas en el techo de las “Cuarcitas de Criadero” y las ampelíticas silúricas.

En los sectores septentrionales de esta Hoja, en el límite con la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) en la banda con materiales atribuidos al Ordovícico Superior-Silúrico, sí existen itinerarios en los que este contacto es visible (Arroyo Gutarras), pero la intensa tectónica y el grado metamórfico de estos materiales, hace inservible cualesquiera de las posibles apreciaciones estratigráficas de detalle, y en el Valle del Guadalmena al sur de la Z.C. SE-PG, no llega a aflorar la Cuarcita de Criadero bajo las Pizarras con Graptolites.

En el Valle del Guadalmena, las facies aflorantes más bajas de esta formación son pizarras negras ampeñíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 10 m, a las que se superpone un tramo con espesor visible del orden de 60 a 70 m, constituido por unas facies microlaminadas en las que se alternan láminas de limos blanquecinos con lutitas o fangolitas negras en proporción similar, que, en la evolución vertical, pasan a facies con laminación milimétrica alternante de limos arenosos-micáceos grises y lutitas negras. En esta facies, las láminas de siliciclasticos de grano fino a muy fino muestran gradación positiva, laminación paralela y cruzada de ripples, así como estructuras linsen en limo blanco amarillento dentro de las láminas de pelitas negras.

En este tramo, especialmente en sus paquetes basales, son muy abundantes los nódulos de tamaño centimétrico dispersos o en capas con aspecto de "pebbly mudstone". Estos nódulos tienen una corteza en la que se alternan láminas de colores gris oscuro y marrones y composición lutítico, silícea y ferruginoso. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimétalicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericitico caolinítica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de pirita con láminas de limos de composición litarenítica, en la que los litoclastos son predominantemente fragmentos de rocas metamórficas (micaesquitas, micacitas, etc.), junto a limo de cuarzo minoritario. La matriz es de composición similar a las láminas de sapropelitas. Se han observado microeslumpamientos y fracturación sinsedimentaria.

Las características de las facies expuestas y su organización, asimilables a facies D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (1979), podrían estar relacionadas con depósitos distales de turbiditas, originadas por tormentas, en plataformas siliciclasticas. El conjunto son depósitos por debajo del nivel de ola y posiblemente en áreas de plataforma externa-talud.

Los graptolitos más antiguos encontrados proceden de unas pizarras metamórficas del Cortijo de las Hazadillas, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), que contienen: Retioliites geinitzianus (BARRANDE), Stimulograptus? splendens STORCH y Monoclimacis cf. griestoniensis (NICOL). La asociación es indicativa de la Biozona de Torquigraptus tullbergi del Telychiense (Llandovery "superior").

Por otra parte, el tramo superior de estas pizarras negras en el río Guadalmena, brindó una asociación de graptolitos del Wenlock, probablemente del Sheinwoodiense superior, con Pristiograptus cf. meneghinii (GORTANI), Pristiograptus dubius (SUESS), Monoclimacis cf. flumendosae (GORTANI), Cyrtograptus sp. (cladis tecales) y Retioliidae?.

Por tanto, la edad de esta unidad litológica dentro del área del Proyecto sería Llandovery superior (Telychiense), Wenlock inferior (Sheinwoodiense superior).

2.1.2.3.- Areniscas, barras cuarcíticas (s), conglomerados (cg), limolitas y pizarras grises a pardo rojizas (6). Silúrico superior (wenlock superior)-devónico inferior

En contacto concordante y paso litológico gradual con la unidad anterior, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a centimétricas de areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas y fangolitas micáceas negras a grises.

Esta formación, como ocurría con las Pizarras de Graptolites, aflora tanto al norte como al sur de la fractura que delimita la zona de cizalla, por lo que su descripción se hará en los afloramientos del ámbito puramente sedimentario y en el capítulo 3 se reseñarán sus características metamórficas.

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Surcentroibérica, ha recibido distintas denominaciones, desde las de ámbito local "Formación Guadarranque", RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. et al. (1989), hasta las distintas denominaciones "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO, V.M. (1996).

El espesor visible en la localidad reseñada del Valle del río Guadalmena es de 290 m, siendo uno de los escasos afloramientos a nivel regional en el que pueda observarse el muro y techo de esta formación, y del mismo orden en los sectores al sur y suroeste de Aldehermosa, en donde las laderas del Cerro Cabeza Chica, y a lo largo del Arroyo del Endrinal se tienen igualmente buenos afloramientos de esta formación.

Esta facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas, de grano muy fino y color gris a negro, sin estructuras visibles o laminación paralela en las secuencias elementales centimétricas, en paso a secuencias de 6 a 10 cm con gradación visible, de Tipo T₄ y T₅; facies D₃ y D₂ de MUTTI, E. (op.cit.). La serie continúa con una alternancia de las secuencias anteriores, en las que se intercalan, de forma progresivamente más abundante, capas decimétricas con estructuras "hummocky" y una intensa bioturbación en los términos pélticos.

Son secuencias PHM y HM, en areniscas de grano medio-fino, de tipo sublitarenítico con escasos feldespatos, en las que la mica blanca es muy abundante y los fragmentos de roca más frecuentes son los granos de chert y los fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es muy abundante, sericitica y el cemento es silíceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circon y apatito en menor proporción.

Estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente (C.U.S.), cuya agraciación vertical continua con facies H.C.S., en las que paulatinamente el término M se adelgaza y desaparece, al tiempo que las areniscas en capas

decimétricas con secuencias HX y PHX se amalgaman dando un banco (s) de espesor métrico (8 a 9 m) al que KETTEL, D. (op.cit) denominó “Cuarcita Basal” del Devónico. Aunque este autor le da a esta cuarcita una importancia de horizonte cronoestratigráfico marcador del límite Silúrico-Devónico, no existen criterios paleontológicos suficientes para precisar tal cuestión, al menos en el área de la Hoja. Además, este banco cuarcítico es difícilmente utilizable como límite cartográfico, al ser rápidamente recubierto por sedimentos más recientes y por tanto es difícilmente correlacionable con otras cuarcitas atribuidas al Devónico. Ello no obstante para que, por su posición y constitución, pueda ser correlacionable en el ámbito regional con la Formación “Cuarcita del Doradillo”, con las que culmina el Grupo del Cerro Escudero en las regiones más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, y por tanto, su cronología estaría próxima al límite Silúrico-Devónico.

En el valle del río Guadalmena, sobre la “Cuarcita Basal”, la serie continúa con una alternancia de areniscas cuarcíticas, limolitas arenosas y lutitas con un aspecto similar al tramo infrayacente a la susodicha barra cuarcítica.

En este tramo heterolítico se pueden definir las siguientes facies:

- I) Una secuencia elemental de espesor centimétrico a decimétrico y con características idénticas a las facies H.C.S. de grano fino de tipo PHXM y HXM similares a las descritas en el tramo anterior. Esta facies constituye el tramo inmediato sobre la “Cuarcita Basal”.
- II) Una única secuencia constituida por una capa de conglomerados, con espesor de 25 a 30 cm, variando de clastosportados a matriz soportados. La matriz es arenoso-lutítica y el cemento mixto silíceo-ferruginoso. En los clastosportados el centímetro es de 10 cm y la moda de 6 a 7 cm. Están bien redondeados y en su espectro litológico dominan los cantos de cuarcita sobre los de pizarra. La base es moderadamente erosiva y el techo es neto en contacto con siliciclasticos de grano muy fino.
- III) Una de las secuencias elementales mayoritarias en este tramo está constituida por una alternancia centimétrica de areniscas de grano fino limosas, de color blanco a grisáceo, alternantes con lutitas gris verdosas. La secuencia completa no supera los 10 cm, lateralmente las capas de arena cambian de espesor y tienen frecuentes amalgamaciones.

Con frecuencia, las capas tienen en su base cantos lutíticos de tamaño arena gruesa-grava muy aplastados y en algún caso con orla siderítica (“clay chips”). Los techos de ripples de ola son frecuentes y presentan una bioturbación deformativa, a veces tan intensa que destruye todas las estructuras sedimentarias. Igualmente, la bioturbación figurativa en las superficies de estratificación es, en muchos casos, espectacular.

- IV) Una subfacies de la anterior es aquella en la que, en las alternancias, las capas de arenisca alcanzan espesores de 20 a 30 cm e incluso, por amalgamación, dan bancos de 60 a 70 cm. La relación arenisca/pelita es ≈ 1 . Los contactos de las capas arenosas con las pelíticas son muy netos, configurando un aspecto general de ritmita. Las areniscas son de color blanco grisáceo a rosado y las lutitas gris verdosas.

La continuidad en las capas de areniscas es aleatoria, desde acuñamientos a escala métrica a capas plano paralelas con espesor idéntico en amplitudes decamétricas. En la base de estas capas pueden observarse pequeños “scours” erosivos, “gutter-carts”, escasos flutes, deformaciones de cargas y estructuras “pillows” en las de mayor espesor.

Los techos son normalmente de ripples de oleaje, a menudo de interferencia. En las capas pelíticas, la estratificación linsen es la predominante con microripples en los que puede observarse láminas de lutita negra intercaladas (lámina de avalancha).

Esta facies es la que contiene una mayor variedad de icnofauna, aunque el grado de bioturbación deformativa es mucho menos intenso que en la anterior.

- V) Esta facies está formada por areniscas cuarcíticas de grano medio-fino en cuerpos decimétricos a métricos, con base cóncava y fuertemente erosiva, estratificación cruzada en surco y cambios de espesor rápidos con acuñamientos muy bruscos.

Es difícil observar ordenamiento interno, aunque, en algún caso, se ha apreciado disminución de tamaño de grano y del tamaño de las capas, con intercalación de láminas discontinuas de arcillas. Las capas de muro contienen abundantes clastos de tipo “mud chips” y sideríticos. La bioturbación deformativa es muy escasa.

Los datos aportados, permiten atribuir estos materiales a depósitos en medios que varían desde offshore, para las facies H.C.S. infrayacentes al conglomerado, a depósitos de llanura de marea mixta (“mixed flats”) e inferior, para las facies IV (llanura mareal arenosa de arenícola); llanura mareal superior (“mud flats”) en la facies III y la facies V serían los depósitos de los canales de marea que discurren por esta llanura de marea.

El salto hidrodinámico, desde áreas del “offshore” en plataformas con dominio de tormentas a llanuras de mareas con corrientes de marea circulando con una dirección dominante (ausencia de estructuras “herringbone”), viene marcado en esta serie por la capa de conglomerados.

Este litosoma conglomerático, canalizado, de carácter submarino, puede estar relacionado con descargas bruscas de origen continental, a través de cauces fluviales y canales mareas conectados con ellos. Estos episodios de fuerte avenida, progradan sobre los sedimentos del cinturón costero, incorporando parte de los mismos dentro de la red de canales.

Es muy difícil observar una ordenación cíclica en las facies descritas, bien por sus rápidos cambios laterales, bien por la bioturbación deformativa tan intensa en algún tramo. A título indicativo, el tramo se estructura en megasecuencias decamétricas estratocrecientes con un ciclo de facies III→IV→V.

En las muestras de icnofauna recogida se clasifican: Cruziana isp., Planolites, isp., y Phycoïdes isp. Por correlación con la Formación “Pelitas de Valdemedio” de sectores más septentrionales de la Zona Surcentroibérica, se le atribuye una edad Lochkoviense.

2.1.3.- Devónico

Los materiales a los que se les atribuye esta edad, sólo afloran en el núcleo sinclinal por el que discurre el valle del río Guadalmena, en los límites centro septentrionales de esta Hoja con la Hoja nº 864 (Venta de los Santos).

Tal como se describía con anterioridad, en esta serie aflora una cuarcita intercalada en la serie heterolítica definida como “Cuarcita basal” por KETTEL, D. (op.cit.) y cuya equivalencia es dudosa, con las unidades litológicas cuarcíticas denominadas “Cuarcita del Doradillo”, “Cuarcita de base del Devónico”, “Cuarcita de las Cuevas”, “Capas de San Pablo”, etc. que diversos autores señalan como próximas al límite Silúrico-Devónico.

Sobre esta cuarcita la serie continua con una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras de colores grises a verdosos que en el ámbito regional se la denomina “Formación Valdenmedio”, PARDO ALONSO, M.V. et al. (1996) a la que se superpone una nueva formación de constitución arenosa (areniscas y cuarcitas) descrita como “Cuarcita del Risquillo”.

En el valle del Guadalmena, el miembro superior de esta serie está constituido por areniscas cuarcíticas, areniscas oolítico ferruginosas, pizarras grises y calizas bioclásticas equivalentes a la Formación Herrera con su miembro carbonatado Molino de la Dehesa.

Desde el punto de vista cartográfico, en esta área, se han agrupado todas las facies heterolíticas como una unidad cartográfica única, ya que, la denominada “Cuarcita basal” de KETTEL, D. (op.cit.), al no tener continuidad lateral como nivel cartográfico imposibilita diferenciar las alternancias inferiores de las superiores. Por ello, el nivel cartográfico de referencia es la Cuarcita Principal de dicho autor y la unidad cartografiada abarca desde las ampolletas silúricas hasta dicha cuarcita.

Dado que el límite Silúrico-Devónico es una cuestión que está en revisión permanente, situándolo bien a techo de la “Cuarcita de Doradillo”, bien en la base de las “Cuarcitas del Risquillo”, puede establecerse que en la serie del nío Guadalmena y sobre las pizarras ampolletas negras con graptolites, existe una potente sucesión de carácter heterolítico que intercala un paquete cuarcítico de espesor decamétrico que la subdivide, con carácter local, en dos tramos estratigráficos. El contenido faunístico (icnofauna) de estos tramos no es definitorio y por correlación regional podría estimarse que el límite Silúrico-Devónico se encontraría dentro de esta sucesión.

2.1.3.1.- Devónico inferior

Aunque como ya se ha precisado, los tramos superiores del Grupo Cerro Escudero, denominados Formación “Pelitas de Valdenmedio”, ya son atribuibles al Devónico inferior, desde el punto de vista de las unidades cartográficas son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en las sierras meridionales, que con dirección este-oeste conforman el borde paleozoico de Sierra Morena, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

El Devónico inferior, se completa con una formación de composición carbonatada en el norte y mixta en el sur, equivalente al Miembro “Molino de la Dehesa” de la Formación Herrera, PARDO ALONSO, M.V. et al. (op.cit.).

2.1.3.1.1.- Areniscas y areniscas cuarcíticas de grano medio a grueso blanco amarillentas. Intercalación de capas de areniscas ferruginosas y oolíticas rojo vinosas (7). “Cuarcita Principal” o “Cuarcitas del Risquillo”. Lochkovieno-Praguiense

Como visión de conjunto, en esta unidad pueden identificarse dos unidades litológicas: *la inferior* constituida por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y color blanco grisáceo a rojizo y, *la superior*, en la que el predominio es de las areniscas rojas, ferruginosas, oolíticas e intraclásticas en capas decimétricas y con intercalaciones de lutitas policoloras.

Las medidas realizadas señalan un espesor de 75 m y 110 m para los respectivos tramos. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En el tramo cuarcítico (*inferior*) pueden distinguirse las siguientes facies:

A - Una de las facies más representativas de este tramo está constituida por cuerpos de areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, bien calibradas. En esta facies genérica pueden distinguirse al menos dos subfacies:

A₁.- Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada planar, en cuña, de media escala.

Constituyen set con espesores métricos y laminación tangencial a la base, así como superficies onduladas a gran escala.

El color es gris claro, a veces blanco marmóreo, en paso a set con bandas alternantes rojizas y gris claras, dando un aspecto listado. Las coloraciones en macha son consecuencia de meteorización superficial.

Son frecuentes las alineaciones horizontales de cantos blandos (“clay chips”) aplastadas, a veces con envuelta hetatítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: pirita, mica blanca, circonio, rutilo, turmalina y apatito.

Las coloraciones de las láminas o bandas rojizas se deben a la hematites como cemento o la alteración de la pirita cuando está en porcentaje elevado.

A₂ - En la ordenación vertical, y a veces en cambio lateral, estas areniscas cuarcíticas pasan a tener estratificación cruzada planar con set cuneiformes, a veces con láminas sigmoidales y a cuerpos con estratificación cruzada en surco de media escala, con base plana, neta a débilmente erosiva.

Los bancos con estratificación cruzada en surco, suelen finalizar hacia techo con capa decimétrica de areniscas rosadas de grano medio-fino con laminación cruzada de muy bajo ángulo.

La bioturbación afecta moderadamente a estas capas y el contenido faunístico de esta facies se restringe a bioclastos, a veces de tamaño arena y en gran medida disueltos, dando porosidad móldica por disolución del carbonato.

Cuando la base de los cuerpos arenosos con estratificación cruzada en surco es erosiva, estas superficies vienen marcadas por la presencia de clastos siderolíticos y de colofana.

Esta facies se interpreta como barras arenosas ("sand ridge"), normalmente situadas en forma paralela a la línea de costa y migrando en sentido mar-tierra. La aparición local de estratificación cruzada plana con set cuneiformes, es indicativa de la existencia de corrientes oblicuas a la principal. Podría tratarse de megaripples dunares, migrando por canales de salida al offshore, a través del complejo de barras. Se trataría de un cinturón costero de energía media a alta, en el que la mayor parte de los depósitos corresponden a facies de régimen de flujo medio.

B - Esta facies, asociada a los cuerpos de areniscas cuarcítica anteriormente descrita, está constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano medio-fino, cuarcíticas, en capas centimétricas, con colores alternantes o en bandas rojizas y grisáceas. Estos materiales se encuentran intensamente bioturbados con destrucción casi total de las estructuras no diagenéticas. En algunas capas se conservan laminación cruzada en surco de ripples de interferencia y laminación cruzada plana de muy bajo ángulo.

La petrografía es de cuarzoarenitas con escasos porcentajes de feldespato (<2%) y matriz. El cemento es mixto, silíceo-hematítico, con predominio de uno u otro según la coloración de la capa.

Los "mud-chips" con orla hematítica muy aplastados, a veces rotos, y los clastos de colofana son moderadamente frecuentes en algunos niveles. Como accesorios tienen apatito, circonio, turmalina y pirita framboidal.

La composición y estructura organizativa de estos sedimentos indican que se trata de depósitos marinos someros de baja energía.

Los escasos puntos en los que esta serie puede observarse, no permite dilucidar si esta facies tiene mayor o menor continuidad lateral, y su evolución, tanto lateral como vertical de forma detallada, por lo que, o bien podría tratarse de facies del "backshore" del complejo de barras, o bien de facies ligadas a los abanicos de flujo asociados a los canales de salida al "offshore".

La ordenación del tramo cuarcítico de esta unidad, muestra un grupo de facies A según la descripción realizada, seguido de un grupo de facies B y finalmente, un grupo de facies A en el que el predominio es para las areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

Sobre el tramo cuarcítico, predominantemente gris, se tiene un paquete decamétrico constituido por facies heterolíticas en las que areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, bien calibradas, de color gris verdoso y en capas centimétricas a decimétricas se alternan con lutitas o fangolitas limoso-micáceas de colores verde y rojos. La relación arena/lutita es ≤ 1 y, en general, el tramo se organiza como secuencia grano y estrato decreciente.

En el subtramo de base, en las capas de arenisca con espesores de 70 a 30 cm e intercapas de lutita desde láminas a centimétricas, predomina la estratificación cruzada plana de media a gran escala con set decimétricos de alto ángulo y tangenciales hacia la base, que en los casos de cuerpos con geometría convexa conservan láminas sigmoidales. En algunos afloramientos se observan capas con recorrido hectométrico y brusco acuñamiento lateral.

En las capas de areniscas cuarcíticas de espesor centimétrico, el predominio es para la laminación cruzada de tipo fláser, ondulante y lenticular, en el sentido ascendente del tramo. En las capas con laminación lenticular se observan láminas de lutitas siguiendo la laminación cruzada ("mud drapes"). La bioturbación de los términos pelíticos es muy intensa en todo el tramo.

En general, son cuarzoarenitas de grano medio-fino con matriz clorítico-caolínica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La presencia de feldespatos es muy escasa y abundan la mica blanca y los sulfuros, aumentando su presencia en sentido inverso a la disminución del tamaño de grano. Un componente típico de estas areniscas son los granos de cuarzo con una o varias envueltas de clorita y hematites, en forma de ovoides que a veces alcanzan tamaño de arena gruesa. Su posición, hacia la base de las capas más gruesas de arenisca, junto a la presencia de clastos de colofana de color oscuro, les da un aspecto de grosera granoclásifica-positiva.

El conjunto de los sedimentos de este tramo muestra, desde facies de alta energía en los bancos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana unimodal y morfología de megaripples de crestas rectas, a facies de muy baja energía con influencia mareal en las alternancias de techo. El ciclo de facies parece indicar, por tanto, una evolución desde ámbitos submareales con migración de megaripples hacia la costa, originados posiblemente por la

migración y destrucción de las “sand ridges” en períodos de alta energía, a ámbitos de facies inter barrera (“inter-ridge facies”), TILLMAN, R.W. et al. (1985) y/o mareales hacia el techo.

La coloración rojiza de algunas capas de limo-lutita es anómala en esta facies, por lo que se supone que son fenómenos de tinción tardios a partir de la circulación de aguas superficiales ricas en hierro y el poder de adsorción de las arcillas de tipo clorítico- caolínítico.

Dentro de esta unidad cartográfica, la *unida superior* es muy diferente, tanto en su coloración como en su resistencia a la erosión. Normalmente se sitúa en una depresión entre las cuarcitas inferiores y los carbonatos o las areniscas cuarcíticas del Devónico Superior.

Los materiales de esta unidad son de color rojo vinoso y en general, son facies heterolíticas en las que se alternan areniscas oolitas, oolitas carbonatadas, capas intraclásticas de tamaño grava y lutitas o margas en láminas o intercapas centimétricas.

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

a) Areniscas de grano medio-fino con clastos dispersos en cuerpos decimétricos con base neta o débilmente erosiva y estratificación cruzada plana o en surco de media escala. El color es gris oscuro a gris rojizo.

El calibrado es variable, siendo bueno en algunas capas y malo en otras, donde la fracción arena gruesa-grava es abundante, con clastos siderolíticos y de colofana centimétricos.

Son muy similares a las subfacies de megaripples (B) descrita en la unidad anterior, salvo que el contenido en matriz clorítica y cemento hematítico es mayor en estos sedimentos.

Estos cuerpos arenosos tienen continuidad lateral decimétrica con variaciones de espesor graduales y gruesa granoclasicación positiva.

En algunas capas, esencialmente las inferiores de este conjunto, se observan techos con ripples de ola, normalmente de interferencia.

En la evolución vertical, disminuye el espesor de las capas y son frecuentes las amalgamaciones, dando como resultado paquetes de color rojizo con aspecto masivo y con intensa bioturbación.

En estas capas amalgamadas, la presencia de oolitos y granos con envuelta hematítica llega a tener proporciones variables del 5 al 10%. La presencia de macrofauna en estas capas, aunque escasa y mal estado de conservación, es significativa.

b) Areniscas de grano medio-grueso, con fuerte heterometría de grano, de color rojo vinoso con tintes verdosos, en bancos o capas decimétricas (60-90 cm) con estratificación cruzada plana y en surco de media escala. La base de estos cuerpos es neta y varía desde débilmente erosiva a cóncava fuertemente canalizada.

Los bancos con base canalizada tienen cambios bruscos de espesor, en tanto que los de base plana muestran una gran continuidad lateral. Las láminas de los sets, en la estratificación cruzada plana, son tangenciales a la base y los set en surco son del orden de 10 a 20 cm con amplitud entre 60 a 120 cm. En algunos puntos, hacia techo de estos bancos, se observa laminación cruzada de ripples de ola.

La composición litológica es variable; desde areniscas con fracciones equivalentes de granos de cuarzo y oolitos a oolitas con granos de cuarzo dispersos. El cemento es ferruginoso y ferruginoso-carbonatado. Mina Martín, situada al noreste del valle del Guadalmena, benefició estos niveles.

Como elementos siempre presentes en esta facies, están los clastos de colofana, a veces de tamaño centimétrico, color negro o a veces, con orlas de colores variados (blanco, marrón, negro). Más infrecuentes son los nódulos, lentejones y masas irregulares de siderita, asociados a la base de los cuerpos canalizados y las costras de siderita-goethita, a techo de estas capas. La bioturbación es escasa, aunque en alguna superficie de estratificación a muro o techo de las capas oolíticas se ha observado ictofauna abundante.

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes. Sin embargo, en los niveles transicionales a la unidad carbonatada superior, se localiza un nivel de macrofauna, asociado a una capa decimétrica de areniscas verde oscuro con estructura H.C.S. Se trataría del término B de esta secuencia tempestática.

Tanto los bancos cuarzo-oolíticos como los oolíticos con cuarzo, son depósitos de cordones arenosos en diferentes momentos de aportes siliciclásticos, lámina de agua y circulación de corrientes en la plataforma.

Como generalidad, puede indicarse que, en los momentos de diastrofismo creciente, se darán depósitos más siliciclásticos y en los momentos de “posición transgresiva” con mayor lámina de agua, los “shoals” oolíticos. Aunque la ordenación de estas facies no es clara, parecen constituir un ciclo grano y estratocreciente (C.U.S.) con las facies b de relleno de canal a techo.

c) Areniscas heterométricas, en capas centímetros a decimétricas, con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo y color rojo.

La composición litológica de estos cuerpos es muy definida, con mezcla de cuarzo y oolitos en proporciones similares, tamaño de grano arena media en el cuarzo y gruesa en los oolitos y una fracción significativa de clastos fosfatos (colofana y bioclastos fosfatados con envuelta hematítica). El cemento es siliceo-ferruginoso y la matriz clorítica.

Una subfacies asociada con la anterior y en paso lateral, la constituyen capas de areniscas con espesor de 10 a 30 cm de color verde oscuro con tinciones violáceas, abundantes cantos siderolíticos de colofana, bioclastos, "mud chips" y grava de cuarzo.

Son capas gradadas en las que ocasionalmente se conservan estructuras "hummocky".

La petrografía de estas areniscas muestra un porcentaje significativo de ovoides con núcleo de cuarzo y envuelta clorítica, así como de litoclastos de origen volcánico (básico) muy alterados. Prácticamente, todos los componentes de tamaño arena o superior, tienen una o varias envueltas, bien cloríticas o hematíticas. El cemento es siliceo, pero en algunas capas se observa la presencia de carbonato férreo (ankerita) en porcentajes inferiores al 5%.

Ambaras subfacies se interpretan como tempestitas, en las que la de color verde representaría los depósitos en área del offshore proximal y las subfacies rojas y oolíticas, los depósitos del "shoreface". Algunas capas delgadas, exclusivamente constituidas por oolitos y a menudo gradadas, podrían tratarse de depósitos en el offshore, y cuyo origen sería la corriente de retorno ("storm-surge ebb"), de "tsunamis" que destruyen "shoal" oolíticos submareales.

PARDO, M.V. et al. (1996) correlaciona la Cuarcita Principal de KETTEL, D. (op.cit) con la Formación "Cuarcita del Risquillo" y "Cuarcita de Base" de Almadén, atribuyéndole una edad Praguiense en virtud de los fósiles de esta edad, encontrados por ese autor, en esta área, KETTEL, D. (1968, pág. 61).

Se trata de una asociación de braquiópodos típicamente praguienses, con *Hysterolites hystericus*, *Schlofheim*, *Stropheodonta Percula*, *Dresermann*, *Stropheodonta gigas* (M'COY), entre otros.

2.1.3.1.2.- Margas grises, calizas bioclásticas amarillentas y areniscas cuarcíticas ferruginosas (8). Emsiense

La serie realizada en el valle del río Guadalmena, es litológicamente compleja y de carácter heterolítico. Su espesor promedio es de 45 m y tiene un tramo inferior constituido por un acumulo de secuencias tempestíticas de grano medio, en las que predominan las de tipo BHXM y HLM, decimétricas a centimétricas respectivamente.

En las de mayor espesor y con término B bien desarrollado, abundan los clastos negros de colofana, los bioclastos fosfatizados y los oolitos con núcleo variado y envueltos de clorita o hematíticas.

El tramo de techo tiene alternancias de capas carbonatadas y de margas grises organizadas en secuencias gradadas con un término inferior bioclástico y rudítico y el superior, en mudstone con birdseyes en paso a las margas grises.

Por tanto, en esta área, el registro sedimentario de esta unidad constituye una megasecuencia grano y estrato decreciente y carbonato creciente, en el que existe una evolución desde depósitos del offshore proximal, en plataforma siliciclastica con dominio de tormentas, a medios de "offshore" en plataforma-rampa carbonatada con ausencia de aportes terrigos.

Los fósiles más modernos de esta unidad se encuentran en esta serie, en el tramo con capas carbonatadas. Se trata de braquiópodos (Strophomenidae indet., Spiriferidae indet.) y restos de conodontos (Icriodus sp.). Por su posición estratigráfica y litología, esta unidad puede ser correlacionada con el tramo carbonatado del Molino de la Dehesa de sectores más septentrionales de la región surcentroibérica PARDO M.V. et al. (op.cit.), y en consecuencia se le atribuye una edad Emsiense probable.

2.1.4.- Carbonífero

En el área de esta Hoja y su entorno próximo, Hoja nº 864 (Venta de los Santos), los materiales atribuidos al Carbonífero, se encuadran en dos unidades litológicas muy diferentes, a saber:

- Exclusivamente en el ámbito de esta Hoja, en discordancia con las series devónicas infrayacentes, aflora una potente sucesión heterolítica con alternancia de areniscas y lutitas que se atribuye al Carbonífero inferior en facies Culm.
- Por otra parte, y en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), en las proximidades del Cortijo El Cerrajero, se han localizado una serie de pequeños afloramientos en los que en discordancia angular y erosiva sobre los materiales del Ordovícico Medio, se encuentran unos conglomerados, areniscas y fangolitas que se han atribuido al Carbonífero Superior.

2.1.4.1.- Conglomerados (cg), areniscas y lutitas grises (9). "facies culm". Carbonífero inferior

Los afloramientos de esta serie son de mala calidad, lo que unido a la tectonización de esta unidad y fuertes recubrimientos, ha imposibilitado realizar series estratigráficas de detalle sobre las que basar una descripción pormenorizada.

De los recorridos de campo y de numerosas observaciones puntuales, los tipos litológicos fundamentales serían:

a) El nivel basal de esta unidad está constituido por conglomerados clastosportados polimicticos (cuarcitas, cuarzo, lítitas, pizarras) con tamaños entre 0,5 cm y 10 cm, de subredondeados a subangulosos. Cuando el espesor del paquete basal es mayor de un metro, como ocurre en el sector noroccidental en los límites con la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto), presentan una estructuración interna con un tramo masivo seguido por un tramo con gradación normal, acompañada por una disminución progresiva del contenido en clastos (“coarse-tail-grading”), a la vez que el tamaño de grano de la matriz se hace sensiblemente menor.

Lateralmente, esta facies pasa a areniscas (grauvacas), de grano medio a grueso, con cantos de grava dispersos, tapizados por un intervalo de limolitas y/o lutitas negras.

Tienen un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia de estructuras de escape de agua y de carga e inyección. Este intervalo puede ocupar todo el espesor de la capa, si bien es frecuente que los últimos centímetros son los términos más diluidos, correspondiente a los intervalos de granoclasicación positiva (T_a), laminación paralela (T_b) y de ripples (T_c).

Los términos de decantación (T_d y T_e) normalmente han sido erosionados, dándose amalgamación en estos bancos. Se corresponderán con la facies F5 de MUTTI, E. (op.cit.).

En este tramo, las capas de conglomerados muestran base erosiva y fuertemente canaliforme, en paso a bases erosivas de gran extensión horizontal y relieve muy bajo, con tendencia a planas, en el caso de las grauvacas con cantos como término basal.

Los conglomerados clastosportados se producen por flujos hiperconcentrados, o “debris flows” con regímenes de flujo cercanos a los “grains flows”, formados por la progresiva dilución de “debris flows” cohesivos. Transportan una carga marcadamente heterogénea (cantos-arena-fango), en la que el soporte de los granos de mayor tamaño, se produce por presión dispersiva, LOWE (1982).

El depósito se produce por desaceleración del flujo por debajo de los límites necesarios para mantener la presión dispersiva, sedimentando la carga en suspensión. El flujo residual, tras la descarga del material grueso, puede retrabajar lo ya depositado generando laminación paralela o de ripples en el techo de la capa.

b) El resto de la serie está constituido por alternancias arenisca/pelita, en los que la relación varía de 3/1 a 1/5. En este caso pueden reseñarse dos subfacies:

b1) La subfacies con relación arena/pelita >1 , son secuencias decimétricas constituidas por grauvacas de grano medio-fino, con geometría plano paralela o débilmente erosiva que internamente presentan un intervalo basal de grano clasificación normal bien definido (T_a), sobre el que se disponen los términos más diluidos, correspondientes a los intervalos de laminación paralela (T_b), laminación de ripples (T_c) y los intervalos de decantación (T_d y T_e).

b2) La subfacies con relación arena/pelita <1 , son secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico con geometría planoparalela muy marcada, y techos ligeramente ondulados, en las que el término inferior son grauvacas de grano fino a muy fino con laminación paralela (T_b), seguido del término de laminación de ripples (T_c) y los intervalos de decantación muy bien desarrollados (T_d y T_e).

Finalmente, en el puente de la carretera comarcal 3210, sobre el río Guadalimar, hay un afloramiento de grauvacas de grano medio con base fuertemente canaliforme y espesor entre 5 a 7 m. Su continuidad lateral no es observable, toda vez que son recubiertas por los depósitos triásicos. Esta secuencia positiva, de relleno de canal, en algún punto, se observa que se encaja erosivamente sobre un banco de grauvacas masivas con gradación inversa.

Representarían los rellenos de los canales alimentadores de las facies de lóbulo en su zona más apical o de enraizamiento en plataforma-talud.

El conjunto de facies descritas, para el Culm aflorante en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, en megasecuencias grano y estratocrecientes, que a su vez constituyen un ciclo mayor que culmina con las grauvacas masivas, seguido de un cortejo de macrosecuencia granodecrecientes que en principio conformarían un ciclo de iguales características.

Cada megasecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de pizarras negras y grauvacas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a cuenca y lóbulo externo, pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en las grauvacas de grano medio-grueso con intervalo (T_a) bien desarrollado y gradación normal y, finalmente a facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa. La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

Las secuencias positivas son indicativas de una retrogradación del sistema, en la cual de nuevo se pasaría de forma paulatina a términos de cuenca.

Este modelo de organización cíclica podría explicarse por una evolución desde Sistemas Turbídicos de Tipo I o II de alta eficacia de transporte, MUTTI, E. et al. (1991), a un sistema de Tipo III (baja eficacia) en el que el predominio corresponde a las facies fangosas en las que se insertan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de tal forma que hacia la cuenca, las secuencias turbídicas F9 son difícilmente diferenciables de los depósitos de cuenca.

Los datos disponibles en esta área no permite integrar estos depósitos en la secuencia deposicional del ciclo Carbonífero a nivel regional.

Las muestras tomadas son grauvacas con cantos de cuarzo, y cuarcita de tamaño grava dispersos. Los cantos líticos son esencialmente de cuarcitas y pizarras, con porcentajes de feldespatos inferiores al 2%, abundante mica blanca, y sulfuros. La matriz es sericítica y el cemento silíceo.

En las pizarras negras se han tomado muestras para polen. En ellas, la materia orgánica se encuentra completamente carbonizada y opaca. Los tratamientos de oxidación aplicados no dieron resultado, salvo en el caso de algunos fragmentos leñosos. El grado de maduración es, por lo tanto, muy elevado, pero sin llegar a valores extremos, ya que, aunque opaca, todavía se aprecian en los bordes de algunos fragmentos tonalidades marrón oscuro. Esta propiedad óptica significa que la paleotemperatura, habría estado entre los 170 y los 180°C.

Los poros areolados de los tejidos leñosos son característicos de las coníferas. El registro bioestratigráfico más antiguo en el que se ha visto esta estructura es del Devónico superior más alto. Con este único dato, solamente se puede establecer una edad mínima que sería del Devónico superior más alto.

Con estos datos y la correlación de unidades litológicas a nivel regional, atribuimos estos sedimentos al Carbonífero Inferior (sensu lato).

2.2. MESOZOICO

2.2.1.- Triásico

Los materiales del Triásico que cubren buena parte de la hoja 886 (Beas de Segura) se encuadran en el denominado Triásico del Borda de Meseta que configura el borde del Macizo Varisico Ibérico. Generalmente los materiales mejor observables corresponden a los tramos más inferiores de la serie, destacando de forma notable los niveles areniscos que dan resaltos morfológicos. Los tramos superiores o están erosionados, como ocurre en buena parte de la hoja o, cuando se han preservado, a lo largo del borde oriental del Río Guadalimar y de la Sierra del Mojón Alto, están intensamente coluvionados o afectados por importantes procesos gravitacionales de vertiente: desplomes y deslizamientos. La base de la sucesión triásica, discordante sobre materiales del Carbonífero inferior en facies Culm se observa en la parte norte de la hoja, aunque el contacto neto no se ve fácilmente debido a coluvionamientos menores.

De una manera general, se puede decir que la serie triásica es una serie roja con predominio de detriticos de grano grueso, arenas, gravas y lutitas. No obstante se observa una cierta presencia de evaporitas hacia el techo de la serie, normalmente como cristales de yeso dispersos en lutitas rojas que pueden definirse como lutitas yesíferas, aunque también aparecen bancos discretos de yeso cuya continuidad es difícil de comprobar.

En toda la secuencia se detectan niveles de carbonatos de poca potencia y de morfología lenticular. Se trata de dolomias arenosas y ferrodolomias. Se puede destacar la presencia de calizas dolomíticas y dolomias grises y marrones en bancos centí-decimétricos en la Sierra Realona, al pie de la localidad de Sorihuela del Tremedal, donde aparece una faunula de lamelibranchios diminutos y restos de reptiles, fragmentos óseos y de esmalte dentario, que podría indicar la presencia de la facies Muschelkalk en la zona.

2.2.1.1.- Areniscas, conglomerados rojos y dolomias (10). Anisiense-Rhetiense?

La distribución geográfica de esta unidad es notablemente irregular, posiblemente condicionada por el paleorrelieve desarrollado sobre materiales del Paleozoico que constituyeron su área fuente. Por idéntico motivo su espesor también es variable y aunque se pueden estimar potencias de hasta 30m en muchas zonas no se llegó a depositar. Se trata de un conglomerado polimítico en el que predominan cantos de cuarcita y pizarra, con poca organización interna y selección. El cemento es carbonatado y al microscopio aparecen granos heterométricos y angulosos de cuarzo, ortosa, cuarcitas, pizarras y de rocas metamórficas de grano fino y medio. Las gravas, en ocasiones sin cementar o poco cementadas por carbonato, presentan matriz arcillosa que, al menos en parte, podría considerarse como epimatriz. Los tramos de granulometría más fina pueden presentar estratificación cruzada planar.

Existe algún banco dolomítico de espesor decimétrico y poca continuidad lateral. Al microscopio se observan romboedros zonados de dolomía, de textura fina-media, con arcilla intercristalina y una fracción terrígena formada por cuarzo monocristalino y feldespatos. Su espesor es muy variable, incluso llega a faltar en algunos sectores.

El depósito de esta unidad puede atribuirse a un medio de transporte aluvial de corto desarrollo, próximo al área fuente.

2.2.1.2.- Arcillas rojas y verdes con escasas areniscas, niveles yesíferos a techo y conglomerados hacia la base con intercalaciones de dolomias arenosas (11). Anisiense-Rhetiense ?

Se trata de una unidad comprensiva que, a excepción del tramo basal conglomerático y de una intercalación arenosa potente y continua que se ha cartografiado de forma independiente (12) supone la casi totalidad del registro del Triásico de la zona.

En general se trata de una unidad eminentemente lutítica más sulfatada a techo con intercalaciones de areniscas canalizadas de poca extensión lateral. En esta Unidad se incluyen también calizas y dolomias laminadas y tableadas grises y gris verdosas con bivalvos, no distinguibles cartográficamente, que de acuerdo con FERNÁNDEZ et al. (1994) en el dominio de Siles-Alcaraz, presentan facies del tipo "mudstone", "packstone" a "grainstone", indicando ambientes muy someros (mareal a lagoon) en clima árido (moldes de evaporitas).

Las lutitas son rojas y en ellas predomina la fracción arcilla. Según FERNÁNDEZ (1977), predomina muy ampliamente la illita de alrededor del 90%, seguida de la clorita: menos del 10%. Se interpretan como una herencia de las alteritas desarrolladas sobre los materiales paleozoicos del área fuente. Los procesos edáficos están muy desarrollados: caliches bandeados o nodulares incipientes, en ocasiones silicificados dando geodas de cuarzo, decoloraciones hidromórficas nucleadas por sulfuros o motas de materia orgánica.

Dentro de los tramos lutíticos hay intercalaciones muy poco potentes de arenas de grano muy fino, ocasionalmente con matriz lutítica y micácea con numerosas estructuras de pequeña escala: laminación convoluta, "climbing" ripples, ripples simétricos de cresta aguda, estratificación flas y grietas de desecación. En algún punto aparecen marcas lineales transversales a los ripples que se interpretan como huellas de origen incierto.

Hay numerosas intercalaciones arenosas poco potentes, máximo 2m, lenticulares en sección transversal, generalmente la arena es de grano medio-fino. Se interpretan como rellenos de canal con base plana o marcadamente erosiva sobre las lutitas, de forma que abundan depósitos de carga residual compuestos por cantos blandos. Hay "sets" con estratificación cruzada de gran escala, generalmente planar, a veces en surco. Localmente se ven procesos de acreción lateral y las secuencias pueden organizarse granodecrescentes a techo.

Petrográficamente se trata de areniscas formadas por elastos de cuarzo, feldespatos y escasos fragmentos de roca, cementados por carbonato y óxidos de hierro. El cuarzo es monocristalino y de extinción recta; predominan los feldespatos potásicos. Se clasifican como subarcosas. Como accesorios aparecen turmalina, círcón, rutilo y opacos.

Esta unidad se interpreta como una extensa llanura aluvial surcada por una red poco densa de canales ("sand ribbons"), generalmente de baja sinuosidad, localmente con meandros. Las lutitas se corresponden con el desarrollo de una importante llanura aluvial en un régimen climático árido de baja densidad en la que las finas intercalaciones de arenas de grano muy fino se podrían hacer corresponder a derrames desde el canal principal, también responsables de encharcamientos donde precipitan carbonatos.

Las lutitas de la mitad superior, en la Sierra Realona, por encima de las dolomías de la facies Muschelkalk que son incartografiadas, se van cargando progresivamente de yeso, cristales dispersos en la matriz arcillosa, pasando finalmente a niveles de yeso difíciles de observar. Se interpretan como depósitos de sabkha costera con influencia terrestre, en especial en los niveles de arenas de la Formación arenas de Manuel, que indican el inicio de un ciclo regresivo.

2.2.1.3.- Areniscas rojas, blancas y grises; arcillas rojas y verdes; escasos niveles dolomíticos (12). Anisiense-Rhetiense ?

Esta unidad se corresponde con las arenas en bancos potentes de la unidad "Lutítica con bancos de arenas" FERNÁNDEZ et al. (1994) que presenta, en conjunto una potencia total de cerca de 90 m como valor máximo. Se presentan en bancos, normalmente tres, separados por niveles lutíticos rojos y verdes. El nivel superior suele ser el que presenta mayor continuidad lateral. Hay intercalaciones dolomíticas muy finas con geodas silíceas ("bird eyes"). Su color es variable: blanco-grisáceo para el nivel a techo, rojo en ocasiones.

Las arenas se presentan en contacto erosivo con las lutitas de base y se ven estructuras de deformación plástica por carga ("load casts").

Hay abundantes estructuras de ordenamiento interno: cruzada planar de gran escala ("megaripples") para los bancos de granulometría más gruesa y más potentes, generalmente en la base de los bancos y ripples en las arenas más finas a techo de los bancos que también presentan laminación horizontal. Abundan los cantos blandos de lutitas rojizas y verdosas. En la base de los bancos son muy conspicuos los fitoclastos: desde restos vegetales inclasificables hasta moldes de troncos que, suelen estar llenos por material limoso-arenoso fino cementados por carbonatos. Son visibles impregnaciones de carbonatos de cobre (malachita) que presumiblemente proceden de la oxidación de sulfuros asociados a la materia orgánica inicialmente sin oxidar. A techo de algunos bancos hay cantos ferruginosos procedentes de costras desmanteladas.

Se clasifican como subarcosas de cemento ferruginoso-carbonatado. Los minerales accesorios más frecuentes son turmalina, círcón, opacos negros, óxidos de hierro, clorita, biotita y mica blanca.

Estos niveles areniscosos se clasifican netamente como fluviales: canales entrelazados ("braided") con cauces amplios y relativamente profundos, que corrían sobre una superficie uniforme, de bajo gradiente topográfico. La abundancia de moldes de tronco sugiere una cuenca hidrográfica con una evidente cubierta arbórea.

2.2.2.- Jurásico

2.2.2.1.- Dolomicritas estratificadas con intercalaciones arcillosas y margas grises (13). Lías

El Jurásico en la Hoja de Beas está representado por una sucesión de rocas carbonatadas con escasas intercalaciones de términos margosos atribuibles al Jurásico inferior. Aflora en dos zonas morfoestructurales claramente diferenciables: Una es la Cobertera tabular y otra es el Prebético. En la primera se encuentra en general en posición horizontal, estratigráficamente sobre los materiales terrigos del Triásico y cubiertas en su mayor parte por los sedimentos marinos terciarios de la Cuenca del Guadalquivir. La potencia estimada en esta zona tabular es de unas pocas decenas de metros. En la zona del Prebético aparece involucrado en una imbricación de cabalgamientos, que es la estructura típica

del arco Prebético Externo. La potencia de esta unidad en esta zona es difícil de establecer dada su fuerte estructuración, pero podría pensarse en un máximo de 150 metros.

Es de resaltar los intensos procesos de dolomitización y recristalización a los que se han visto sometidos estos materiales jurásicos; ya que gran parte de los caracteres texturales y de las estructuras sedimentarias han quedado parcial a totalmente borradxs dificultando notablemente el reconocimiento. Además, al ser una unidad constituida fundamentalmente por materiales dolomíticos, y al haber perdido también buena parte de contenido fosilífero, se hace notablemente más difícil su atribución estratigráfica.

Las dolomías suelen ser cristalinas finas a dolomíritas, con algunos tramos de dolomías cristalinas gruesas, y son frecuentes las intercalaciones de dolomías más o menos arcillosas, así como las intercalaciones de margas de tonos grises a negros y verdosos.

La estratificación de las dolomías puede ser grosera a muy grosera, confiriendo a algunos tramos un marcado aspecto masivo. En otras ocasiones la unidad se dispone en bancos medios e incluso finos, hasta tomar aspecto tableado; y en algunos tramos, en especial en la parte inferior, los planos de estratificación pueden ser ondulados.

No se han encontrado fósiles en esta unidad. Por correlación con los datos regionales, y en base a su posición estratigráfica y similitud de facies con otras secciones de la Cordillera Ibérica y de La Mancha, se le atribuye una edad Jurásico inferior.

2.2.2.2.- Calizas estratificadas mayormente oolíticas. (14). Dogger

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en el ángulo sureste de la hoja y están formando parte de la imbricación de cabalgamientos, situándose por encima de las dolomías del Jurásico inferior y a muro de las calizas del Terciario. Se trata de Calizas estratificadas blanquecinas, mayormente oolíticas cuyo estudio pudo hacerse con detalle en la hoja vecina de Siles (865). Son calizas grainstone a packstone oolíticas, blanquecinas, que se disponen en capas cuyo espesor puede variar entre los 20 y los 50 cm. Entre este tipo de litologías se intercalan calizas "mudstone", también blanquecinas, que suelen disponerse en capas medianas a gruesas. Los diferentes tipos de carbonatos se encuentran a veces recristalizados, y en gran parte de los tramos se observa dolomitización al menos incipiente. En esta hoja de Beas el espesor de esta unidad calcárea alcanza un máximo de unos 50 metros.

2.3. TERCARIO

2.3.1.- Calizas masivas claras, a veces estratificadas. Conglomerados en la base. Margas blancas. (15). Mioceno

Los afloramientos que constituyen esta unidad dentro de la hoja se sitúan principalmente sobre los relieves triásicos y jurásicos de la Cobertera Tabular de la Meseta Ibérica en la parte central y occidental de la hoja. Otros afloramientos están implicados en la tectónica de escamas del Prebético en el sector oriental de la hoja, que constituyen la terminación nororiental de la Cuenca del Guadalquivir cobijada por la Sierra de Cazorla.

Dada la estructura monocinal y la suave inclinación de los estratos es muy difícil la separación de litologías que pueden identificarse en otras regiones de la Cuenca del Guadalquivir.

Los sedimentos que integran esta unidad son variados y se van a describir en orden a su posición, desde el borde de la Meseta hacia el sur y el este.

Al norte del río Guadalimar las facies predominantes corresponden a una alternancia de areniscas y margas, arenas y limos. Esta alternancia de areniscas y margas tiene colores amarillos y beige, a veces blanquecinos, y se dispone en estratos de orden centimétrico a decimétrico. En ocasiones se advierten estratificaciones cruzadas que tienen relación con la progradación de los sedimentos hacia la cuenca del Guadalquivir. Estos sedimentos se asocian con sistemas de depósito adosados al borde de la meseta de tipo deltaico, que han progradado hacia el S-SW.

Al sur del río Guadalimar, discordantes sobre materiales triásicos y jurásicos, la facies predominante está constituida por calcarenitas y arenas amarillentas con abundante fauna de ostríceos y lamelibránquios. El espesor medio en esta zona es generalmente menor de 10 metros.

En el sector oriental de la hoja, hacia la sierra del Mojón Alto, donde comienzan los cabalgamientos del Prebético Externo, hay predominio de margas blancas y azules dentro de las cuales, y preferentemente hacia la base, se localizan calcarenitas, calizas de algas y conglomerados calcáreos.

Estos materiales situados en el sur y este de la hoja corresponden a sistemas de depósito de tipo plataforma marina, que puede variar de somera a relativamente profunda, con zonas protegidas de aguas cálidas y tranquilas, sin influencia de terrígenos (sectores donde se depositan las calizas de algas).

Las margas gris azuladas son los sedimentos mejor representados y corresponden con una sucesión muy potente de margas azules, en corte fresco, que pasa a tener una coloración verdosa y crema en superficie. Afloran ampliamente al sur de la hoja y su prolongación hacia Villanueva del Arzobispo. Eventualmente presentan intercalaciones de areniscas que son muy abundantes hacia las lomas de Úbeda. La potencia de estos sedimentos se hace mayor hacia el sur, pudiendo alcanzar varios centenares de metros en la zona de estudio. Su disposición sobre las calcarenitas descritas anteriormente, y la tipología de las facies que presentan, sugieren que se han depositado en un medio de cuenca marina profunda.

Los estudios de nanoplancton realizados sobre varias muestras distribuidas por toda la hoja han dado una edad de Tortoniense superior (Zona de *Discoaster quinqueramus*).

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios presentan gran variedad y una importante representación superficial. Fondos de valle, terrazas, glacis, conos de deyección, coluviones y deslizamientos son algunas de las formaciones más características.

2.4.1.- Bloques y arcillas. Deslizamientos (16). Holoceno

Los deslizamientos son tan abundantes que constituyen una de las principales características geomorfológicas de esta hoja. Los hay de todas las formas y tipos, pero en general, son traslacionales. Los hay también simples y compuestos. Los primeros son frecuentes en todas partes y lugares, destacando los de los valles de los arroyos de las Cañadas y de los Horcajos, por la proximidad de unos con otros. A veces, como sucede en las proximidades de Beas de Segura, dadas unas grandes pendientes y unas grandes laderas, los deslizamientos son de gran envergadura y no sólo eso, sino que se superponen y se dividen en otros más pequeños. Lo que sí es común a la mayoría de ellos es la presencia cercana, casi siempre en la base de las laderas, de las margas y yesos del Triás, pero es probable que en otros sólo influyan las altas pendientes o, no hay que dejar de pensar, la tectónica reciente. Están en general formados por bloques y arcillas.

2.4.2.- Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (17). Holoceno

Son bastante frecuentes y se encuentran relacionados con los relieves más accidentados. Suelen presentar formas alargadas, en la dirección de los valles, y pueden aparecer a diferentes alturas dentro de las laderas. En algunos puntos, los coluviones se disponen alrededor de los relieves, rodeándolos a modo de orla, como sucede en la esquina noreste de la hoja, en la Loma del Carrasquillo y en Cabeza Chica. También se han incluido, dentro de este grupo, los canchales, debido a la dificultad de diferenciación que suponen en la mayoría de los casos y porque, a veces, se trata simplemente de coluviones que han sufrido un intenso proceso de lavado. También hay que decir que no están todos los que son, porque la representación total de los mismos, además de imposible, haría ilegible el mapa.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero se han diferenciado dos tipos, debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos del norte de la hoja. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños y con una matriz arcillosa pardo-rojiza, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos por lo que en este caso los clastos son fundamentalmente dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz es muy abundante, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse una media de 2 a 5 m. Estos últimos son frecuentes en las laderas de la Sierra de Alcaraz. La edad para unos y otros es Holoceno.

2.4.3.- Clastos de dolomías, carniolas y areniscas, con matriz arenoso-arcillosa. Glacis (18). Pleistoceno

Los glacis están formados, en su mayoría, a expensas de los relieves jurásicos, por lo que sus clastos son de dolomías, calizas, carniolas y algunas areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa de tonos pardos y pardo-rojizos. Su potencia es variable de unos lugares a otros, incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, disminuye desde las zonas apicales a las distales, por ello se considera entre 2 y 6 m. Los cantos son subangulosos a subredondeados, a veces poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas, pero desconectados, del sistema fluvial actual.

Como ya es sabido, tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos que se reconocen tanto por su forma como por el depósito. En esta hoja, los glacis de mayor tamaño se desarrollan al norte de La Sierrezuela, próxima a la localidad de Castellar y al sureste de la localidad de Arroyo del Ojanco. La mayoría son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 2 km de largo. Algunos ejemplos se localizan en el campo de aviación de Comicalbr y al sur de Arroyo del Ojanco. Unas veces consisten en formas aisladas, de perfil longitudinal plano-cónico que descienden suavemente desde zonas medianas de las laderas hasta casi alcanzar los valles y otras, se solapan dando un manto continuo que cubre las laderas bajas de los relieves.

2.4.4.- Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de Deyección y Abanicos aluviales (19). Holoceno

Los conos de deyección aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando acceden a un valle de rango superior, localizándose sobre fondos de valle o sobre algunas terrazas. Por lo general aparecen en formas aisladas, como sucede en el río de Beas o en el río Montizón, pero otras veces lo hacen en formas solapadas o interdentadas, como ocurre en el sector más septentrional del río Guadalimar. Los abanicos aluviales se aproximan más a un piedemonte y casi nunca aparecen aisladamente, sino asociándose a otros de forma que se solapan o interdentan en la parte baja de algún relieve importante. Un magnífico ejemplo tiene lugar en la base de la Muela de Chiclana, donde el conjunto de conos de deyección rodean la muela a modo de orla. Por su disposición, tamaño y por su relación con la red de drenaje parecen ser algo más antiguos que los anteriores.

Los conos de deyección están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de los que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas, por tanto el predominio de unos u otros dependerá de los materiales que se vayan incorporando en el camino. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Holoceno.

2.4.5.- Cantos, gravas y bloques con matriz arenoso-limosa. Terrazas (20). Holoceno

Las terrazas alcanzan un gran desarrollo en el valle del río Guadalimar y en la desembocadura del Guadalmena. Se reconocen hasta 5 niveles con alturas de +3-5 m, +8-10 m, +15-18 m, +20-25 m y +45-50 m. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce, a veces disectadas por los afluentes del Guadalimar. El techo de las terrazas es plano, y ofrecen escarpes bien conservados, pero es frecuente que los niveles superiores, allí donde alcanzan mayor extensión, tengan cierta pendiente hacia el valle, a la manera de los glaciares-terrazas. Un buen ejemplo de ello puede reconocerse en los alrededores de Camporredondo.

Las terrazas ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalimar, pues es en el valle de este río donde se desarrollan la casi totalidad de los niveles. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, pero como el río Guadalimar, a lo largo de su recorrido, atraviesa materiales paleozoicos, se incorporan clastos de cuarcitas y pizarras. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 40 cm. Por lo general el grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplanamiento y al alargamiento de los clastos. La potencia observada es de 3-4 m, aunque no se descarta la posibilidad de que en algunos puntos esta potencia pueda ser algo mayor. La edad que se les asigna es Pleistoceno pero no se descarta la posibilidad de que el último nivel pueda llegar hasta el Holoceno.

Las terrazas travertinicas aparecen en el río de Beas, en la misma localidad de Beas de Segura. Se trata de un importante afloramiento, dispuesto a modo de terraza y disectado por el río por lo que en el frente de su escarpe pueden observarse sus sedimentos. En ese frente se observan abundantes estructuras orgánicas constituidas, principalmente, por tallos, plantas y otras estructuras tubulares, casi siempre en posición vertical. A veces se observan niveles detriticos limos, y calcaríos de origen tobáceo. Las condiciones del afloramiento son buenas y permiten observar una potencia de unos 8-10 m. Se les asigna una edad Pleistoceno medio-superior. Al igual que otros travertinos del ámbito mediterráneo, tienen, en su entorno, grandes masas de carbonatos y afloramientos de naturaleza yesífera.

2.4.6.- Cantos y gravas con matriz arenoso-limosa roja. Aluvial-Coluvial (21). Holoceno

Con respecto a los aluviales-coluviales hay que decir que se consideran como tales todos aquellos depósitos situados en el fondo de alguno valles, pero que han recibido importantes aportes laterales, de manera que resulta muy difícil la separación entre lo que verdaderamente es el aporte fluvial y el aporte de las laderas. Aunque también son alargados como los fondos de valle, por lo general sus formas son menos definidas, algo ramificadas y con menor extensión. En la hoja de Beas de Segura son abundantes en toda la margen este del río Guadalimar.

Los aluviales-coluviales son muy similares, en su composición, a los fondos de valle, sólo que en el caso de los primeros, todos derivan de los materiales triásicos, jurásicos y terciarios. El hecho de que en estos depósitos haya aportes laterales, procedentes de las laderas, hace que los sedimentos sean menos clasificados y con los clastos más angulosos. Se les asigna una edad Holoceno.

2.4.7.- Cantos, gravas y bloques con matriz arenoso-arcillosa. Fondo de Valle (22). Holoceno

Los fondos de valle se hallan distribuidos por toda la superficie de la hoja pues se trata de los sedimentos más modernos dejados por la red fluvial. Aparecen con diferentes formas y tamaños, con variaciones que van desde trazados rectilíneos como el del río de Beas, hasta meandriforme como el del Guadalimar, pasando por sinuosos como el del Guadalquivir, sin olvidar los que cambian de trazado de su recorrido que son la gran mayoría. En cuanto a la anchura, casi ninguno supera los 100 m, debido al alto grado de encajamiento, sólo el Guadalimar, el Montizón y el de Beas, superan los 500 m, en algunas partes de su recorrido.

Los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja, proceden de diferentes relieves por lo que la composición de los fondos dependerá, en cada caso, de su área madre. Los depósitos aluviales cuyo origen son los materiales triásicos y jurásicos, tanto de los relieves tabulares como del sector prebético, tienen la litología de naturaleza carbonatada: dolomías micriticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es observar que oscila entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos observados de 30 cm. El grado de redondeamiento varía de subangulosos a subredondeados con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, cuarzo, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-arcillosa con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, no supera los 30 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo que sucede en áreas próximas, debe oscilar entre 4 y 6 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS

Todo el sistema de fracturación tardihercínica tiene actividad hidrotermal y rellenos de cuarzo como ocurre en el ámbito regional. En ninguno de los casos estos rellenos tienen la entidad suficiente como para ser cartografiados.

En los afloramientos paleozoicos de esta hoja se han diferenciado cuatro familias de fracturas tardihercínicas que se describirán en el capítulo de tectónica, cada una de ellas con un abanico de direcciones que pueden resumirse como sigue:

- Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación hercínica con direcciones entre N70° a N90°E. Se subdividen en dos grupos: cabalgamientos con vergencia S y fracturas antiéticas normales hacia el N. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente con recorridos plurikilométricos. En esta Hoja prácticamente todas las fracturas de esta familia, especialmente la de componente normal, llevan rellenos de cuarzo de espesor decimétrico y normalmente brechificado.
- Otro sistema es la familia con dirección N120°E que suele llevar asociados brechas de falla métricas con cantos de cuarzo asociado.
- Una tercera familia la constituye el sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO, descrito ampliamente por numerosos autores en el ámbito de la Z.C.I. Este sistema es posterior a las deformaciones anteriores. Ligado a este sistema hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele llenar las fracturas de dirección NE-SO con cuarzo y mineralizaciones dispersas de sulfuros.
- La última familia la constituye las fracturas normales de dirección N-S, relacionadas con el sistema anterior como fracturas tensionales, y que suelen dar importantes saltos en cartografía.

3.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que presentan los materiales en esta Hoja se ha originado en la Orogenia Hercínica. Es de dos tipos, uno regional que afecta a todos los materiales paleozoicos precarboníferos, es un metamorfismo regional de grado muy bajo, sincinemático con la primera fase hercínica. Y otro de tipo alta T baja P, localizado en la parte del autóctono más próxima a la falla extensional, y con más deformación, que es la estructura principal de la segunda fase hercínica.

3.2.1.- Metamorfismo regional

Aunque el metamorfismo está generalizado en toda la zona hay muy poca blastesis, en las pelitas se observa fundamentalmente orientación de las micas blancas; y en las areniscas texturas de recristalización del cuarzo. CHARPENTIER (1976), estudiando la cristalinidad de la illita, en La Carolina, concluye que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose en el límite de la anquizona-epizona, esto permite suponer que la parte septentrional de la Hoja, con menos deformación, se encuentra en la anquizona.

Una de las características de las rocas pelíticas en el metamorfismo de grado muy bajo es que no muestran cambios significativos en su composición química. La persistencia de los minerales sedimentarios y los recrecimientos de los minerales previos, no hacen posible diferenciar por las láminas subzonas de metamorfismo.

En el desmuestre realizado se observa que en los Bancos Mixtos al norte del Arroyo del Tejar, la S1 se marca por la orientación de las micas blancas, y la presencia en la matriz de clorita. Los blastos sedimentarios de clorita y feldespatos se observan reorientados y especialmente el cuarzo está recristalizado sincinemáticamente, marcando las superficies S de la fábrica milonítica, y llenando los halos de presión de los cristales primitivos. Esto se debe a un replastamiento de la fábrica de primera fase hercínica en relación con el desarrollo posterior de la Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente de Génave (Z.C.E. SE-PG).

Al microscopio no se observan cambios minerales. Con las limitaciones del tipo de estudio realizado toda la zona se considera dentro de las facies de esquistos verdes, zona de clorita+moscovita+albita. Este metamorfismo es sincinemático con la fase primera hercínica, por tanto es el metamorfismo regional de este sector del Macizo Ibérico.

3.2.2.- Metamorfismo asociado al despegue extensional

La segunda fase hercínica da lugar a una zona de despegue con una falla extensional que produce un metamorfismo de alta T y baja P en una estrecha banda de materiales al techo del autóctono. Este metamorfismo ha sido descrito en los trabajos anteriores como metamorfismo de contacto, ligado a un cuerpo ígneo que aflora sólo en Santa Elena, y que se continúa hasta esta zona (ORVÍZ et al., 1975; RÍOS, 1977).

En la realización de la Hoja se ha puesto de manifiesto que este metamorfismo es sincinemático con una intensa banda de cizalla, con una anchura que varía desde 2.5 a 3 Km que aparece a muro (autóctono relativo), de una falla extensional con vergencia Sur, que está descrita hasta la zona del Centenillo y se ha denominado Z CE SE-PG.

A escala de afloramiento se observa una recristalización progresiva hasta la falla extensional, con unos 200 m de pelitas mosqueadas a techo. Se diferencian dos zonas. Una con biotita que llega hasta la Cuarcita de Criadero, y que produce una fuerte blastesis de cloritoide en las Pizarras de Chavera. La otra se limita a las ampelitas del Siltúrico que tienen una intensa cristalización de andalucita (quiastolita).

Los blastos son de gran tamaño, y tienen relaciones pre-sin-postcinemáticas con la foliación milonítica, con ejemplos muy buenos de cristales rotacionales y grandes halos de presión asimétricos llenos de cuarzo.

En el bloque de techo de la falla extensional (alóctono), hay de 5 a 10 m de recristalización de cloritoide con las mismas características que los anteriores aunque de menor tamaño, como se observa en el camino de Los Mochuelos y en el Cortijo del Cura. Se puede considerar como inducido por el proceso térmico del autóctono. En otros puntos, río Guadalmena, no existe este metamorfismo y en el bloque de techo no hay ninguna blastesis.

Las asociaciones minerales son propias del metamorfismo de contacto con una zona externa de corneanas de albita-epidota con las paragénesis de moscovita+biotita+epidota y moscovita+biotita+cloritoide. Y otra interna de corneanas anfíbólicas con andalucita+biotita+moscovita. En todas ellas hay una fuerte recristalización del cuarzo con cristales acentuados siguiendo la foliación o polygonalizándose en los halos de presión

En toda la banda de metamorfismo térmico la fábrica milonítica es muy intensa y borra por completo la esquistosidad de la primera fase hercínica. Se trata de una foliación SC, en la que las superficies C son de máximo movimiento con destrucción de material y acumulación de minerales metálicos y grafito. Y los minerales de neoformación se adaptan a las superficies S. En los tramos pelíticos la estructuración es tan intensa que las superficies tienden a ser paralelas pasando la foliación a ser un "slaty cleavage" penetrativo en el que los blastos son sincinemáticos.

En estos materiales el protolito se ha descrito en el capítulo de Estratigrafía, si bien, las unidades son las siguientes:

- Areniscas cuarcíticas y pizarras verde grisáceo a amarillento (1). Son los "Bancos Mixtos" con un grado de metamorfismo de biotita. El aspecto en campo es satinado.
- Calizas bioclasticas y dolomías gris amarillento (2). Se corresponde con la "Caliza de Urbana". En campo es un paquete de calcosquistos negros con cloritoide con lentejones carbonatados muy deformados por una estructuración plano-lineal que da "puros" con el eje mayor paralelo a la extensión. La potencia de toda la unidad se reduce a orden métrico.
- Pizarras gris oscuro a negro, fangolitas grises (3). Son las "Pizarras de Chavera". Se trata de unos esquistos grafitos con una intensa blastesis de cloritoide, que borra su estructura original. Los blastos son pre-sincinemáticos, con tamaño centimétrico y con acumulaciones en paquetes que borran hasta la S₀.
- Cuarcitas de grano medio a fino grises (4). Es la "Cuarcita de Criadero". Se trata de una cuarcita muy recristalizada y con fuertes cambios de potencia aunque una gran continuidad lateral.
- Sapropelitas, pizarras ampelíticas y lítidas (5). Son las pizarras ampelíticas del Silúrico. Como los esquistos con cloritoide la blastesis de andalucita les proporciona un aspecto "mosqueado" que borra la estructura original. Las lítidas son lentejones y escasas. Son frecuentes los cambios laterales de potencia.
- Areniscas, barras cuarcíticas, conglomerados, limolitas y pizarras grises a pardo rojizas (6). Son las alternancias silúrico-devónicas. El metamorfismo y la deformación no han afectado tan intensamente a esta unidad y se conservan sus características sedimentarias; sólo se observa una recristalización con neoformación de biotita y clorita.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los materiales que aparecen en la hoja abarcan un gran registro geológico que va desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, configurando diferentes dominios morfológicos según el tipo de litología y estructura dominantes.

Desde un punto de vista morfoestructural es un sector muy diverso, en el que se pueden caracterizar diferentes dominios, debido a que se trata de una zona de confluencia tectónica, donde aparece el borde suroriental de la Meseta en su articulación con el Prebético externo. Este hecho trae como consecuencia un complejo problema estructural que ha sido analizado, como se verá más adelante, por diversos autores. Otros dominios menos llamativos vienen a sumarse a los anteriores. El resultado es el que se muestra a continuación.

El primer dominio aparece representado por la Unidad de escamas, constituida por el Prebético externo, que da lugar a los relieves de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas. Es la zona donde se encuentran las mayores alturas como por ejemplo el Cortijo de la Fuensantilla con 1161 m, Mojón Alto con 1126 m y Albercones con 1012 m. El relieve es accidentado, con pendientes muy elevadas y un gran escarpe dirigido hacia el río Guadalimar, donde tienen lugar importantes y espectaculares movimientos de ladera.

El segundo lo constituyen las estribaciones más meridionales de la Plataforma Campo de Montiel, aunque en este sector, ya no suelen recibir este nombre. Consiste en una estructura tabular formada por una cobertura mesozoica que se instala sobre un zócalo paleozoico. Los materiales de esta cobertura apenas están deformados y es por ello por lo que la Plataforma se suele inscribir en el contexto morfoestructural de la Meseta, por su inmediata adaptación a las deformaciones del zócalo hercínico. Esta unidad presenta una morfología en mesas y muelas de las que algunos ejemplos son Sierra Realona (782 m), la Muela de Chielana (991 m) y Almorchón (648 m).

El tercer dominio es el Macizo Varisco en su sector suroriental y aparece al noroeste de la hoja. Constituido por materiales paleozoicos, comporta un relieve arrasado de morfología suave y con una altura media de 650-700 m, destacando algunas elevaciones como los cerros de Cabeza Grande, con 913 m, y Cabeza Chica con 793 m.

Por último, no se puede obviar la presencia del valle del río Guadalimar, afluente del Guadalquivir, que atraviesa la hoja de noreste a suroeste entre los 400 y 500 m de altura. Sus márgenes ofrecen una morfología escalonada, como consecuencia de los niveles de terrazas dejados por este río en su proceso de encajamiento.

El conjunto de estas unidades da como resultado un paisaje de relieve diverso, en el que alternan zonas de pendientes acusadas con otras de morfología suave. Las características de cada una de ellas van a ser analizadas, de forma más detallada en los siguientes apartados.

Por lo que se refiere al drenaje superficial, todo él se ordena en torno al río Guadalimar, afluente del Guadalquivir del que aparece un pequeño tramo en la esquina sureste de la hoja. El río Guadalimar, por el contrario, ofrece un largo recorrido, haciendo su aparición, en la hoja, por el cuadrante noreste y con un trazado entre sinuoso y meandriforme y, dirigiéndose hacia el suroeste, divide la hoja casi por la mitad. Sus afluentes principales son, por la margen derecha y de norte a sur, el río Guadalmena y los arroyos de Gutarrajas, Campillo, Cauuela, San Blas, el Tobazo y Caballada. Por la margen izquierda y también de norte a sur, se encuentran el arroyo de la Oliva, el río de Beas y los arroyos de los Morcillos, de Gutar, de la Parrilla, de los Olmedillos, de Carrizal y de Zorrero. Por su parte, el río Guadalquivir, de menor representación, se manifiesta con un recorrido sinuoso y un gran encajamiento. Los afluentes que destacan son los arroyos del Fontana, del Calvario, de Corencia y de Zalacaín, al norte, y los de Chincola y Chillar, al sur.

La morfología de la red de drenaje varía considerablemente según los sectores, para adaptarse a los condicionantes litológicos y estructurales. Algunas de las características de la red, como cambios bruscos en los perfiles longitudinales y trasversales de los cauces son la consecuencia de un relieve activo, al menos en el sector prebético.

El clima de esta zona se caracteriza por ser de tipo mediterráneo con cierta tendencia a la aridez. Las precipitaciones medias anuales se sitúan entre 500 y 700 mm, con una temperatura media de 10-11°C. Julio y agosto son los meses más calurosos del año y diciembre el más frío.

La vegetación es muy variada pero hay una preponderancia del olivar, riqueza indiscutible de la zona. Hay áreas de bosque cerrado y abierto en la esquina sureste, en las Sierras de Cazorla, Segura y las Villas y al noroeste del río Montizón y algunas otras de matorral y monte bajo. También encuentran su espacio las huertas y los regadíos, pero aquellas y éstos se localizan en los fondos de los principales valles y son más bien escasos.

Los principales núcleos de población son Beas de Segura, Villanueva del Arzobispo y Castellar, siguiendo, por su tamaño, Arroyo del Ojanco, Sorihuela de Guadalimar, Chiclana de Segura, Aldeahermosa y, finalmente, Camporredondo.

La mayoría de estos centros se hallan perfectamente comunicados entre sí por la red de carreteras, destacando la nacional N-322 y la comarcal CM-3210. La mayor dificultad aparece en el sector de las Sierras de Cazorla, Segura y las Villas, puesto que el relieve es de gran envergadura y sólo se encuentra la carretera que discurre paralela al río Guadalquivir. A todo ello hay que añadir una serie de caminos de tierra que permiten un fácil acceso a las zonas de relieve suave, pero todo se va complicando a medida que la topografía se empieza a accidentar excesivamente.

Por último, hay que señalar que los recursos de esta región se deben, principalmente, a la agricultura y en menor medida, a la ganadería, destacando el sector olivarero. La actividad agrícola es, en su mayoría, de secano, limitándose el regadío a pequeñas huertas familiares situadas en los valles de los ríos.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía relativa al Cuaternario o a la Geomorfología de la región es bastante escasa, pero esta carencia se aumenta, concretamente, para la hoja de Beas de Segura. Lo que sí existen son trabajos que se dirigen a determinados aspectos o a algunos rasgos de carácter general, como sucede con la Plataforma de Campo de Montiel. Entre los autores que se han preocupado por la evolución geomorfológica de esta Plataforma hay que destacar a DANTÍN CERECEDA (1935) y HERNÁNDEZ PACHECO que ya en 1949 distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, "una, la genuina llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel". También de interés son los trabajos de LAUTENSACH (1967); MARTÍN SERRANO Y GARCÍA ABBAD (1979) y PEREZ GONZALEZ (1982). Para este último autor, en la Plataforma de Campo de Montiel existe un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y que han sufrido diferentes deformaciones tectónicas.

Existen también una serie de publicaciones dedicadas a las características geomorfológicas y morfoestructurales del Macizo Varisco Meridional, entre las que destacan las de DÍAZ DEL OLMO Y RODRIGUEZ VIDAL (1994).

Finalmente, junto a estos estudios, la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan M.A.G.N.A., próximas a esta zona, ha servido de gran ayuda para la confección de la cartografía geomorfológica.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tiene en cuenta el relieve desde un punto de vista estático pero considerando dos aspectos, uno endógeno y otro exógeno. El primero se refiere a la morfoestructura y, el segundo al modelado.

4.3.1. - Estudio morfoestructural

Se trata de establecer, aquí, las relaciones que existen entre el relieve y la arquitectura geológica, es decir, dados unos materiales y una determinada disposición de los mismos, definir cuál es el resultado después de su exposición a los agentes meteorológicos.

Para ello, y en primer lugar, es necesario situar la zona de trabajo en un contexto más amplio, de modo que sus características geomorfológicas puedan comprenderse dentro de un marco regional. En este sentido, la zona de estudio se sitúa en la parte suroriental de la Meseta, en su confluencia con el Prebético externo. Dentro de esta configuración se han reconocido varios dominios estructurales con características morfológicas bien diferenciadas.

En primer lugar, ocupando todo el borde oriental de la hoja, aparece el dominio del Prebético externo, concretamente la Unidad de escamas. Esta unidad presenta complejos problemas estructurales y ha sido motivo de estudio para numerosos autores como BRINKMANN et al. (1950), JEREZ MIR (1973) y ALVARO et al. (1975). Se trata de un margen activo cuya litoestratigrafía es muy semejante a la que presenta Campo de Montiel, es decir sobre el zócalo hercínico se apoya el Triás y por encima hay un revestimiento jurásico. La principal diferencia estriba en que la potencia de este revestimiento es considerablemente superior al de La Mancha. Existe, además, un Mioceno marino que ha actuado solidariamente con el Mesozoico en el plegamiento. El resultado estructural es un conjunto de apretadas escamas que vergen hacia la meseta al chocar con el zócalo rígido del Macizo Ibérico. El resultado morfológico es un escarpe topográfico muy pronunciado y en forma de arco que se extiende entre las localidades de Alcaraz y Peñas de San Pedro, ambas fuera del ámbito de la hoja. El relieve de esta unidad es, por supuesto, mucho más acusado que las restantes unidades, a lo que hay que añadir un importante retroceso erosivo del escarpe topográfico y una fuerte incisión fluvial que hace que el desnivelamiento aumente. Por otra parte, como señalan MARTÍN SERRANO Y GARCÁ ABBAD (1979), el carácter juvenil y poco evolucionado de este relieve determinan que el control litológico y estructural no sea excesivamente marcado.

El segundo de ellos está constituido por los relieves estructurales, continuación de la Plataforma Morfoestructural de Campo de Montiel que aparece en el sector central y suroccidental de la hoja. Se trata de una cubierta mesozoica instalada sobre un zócalo paleozoico perteneciente a la Meseta Ibérica. Consta de dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior, de edad triásica, constituido por elementos detriticos sobre los que reposan materiales margoyesíferos y el superior, de naturaleza carbonatada y de edad jurásica, sobre el que se ha elaborado la morfología que se observa en la actualidad. Esta cubierta apenas está deformada y se adapta, en la mayoría de la región, a las irregularidades del zócalo paleozoico. La Plataforma de Campo de Montiel tiene su origen en la disposición estructural de los sedimentos, pero el hecho de haber sido afectada por una intensa karstificación ha contribuido, sin duda, a su aplanamiento y por ello se ha incluido en el conjunto de las formas poligénicas. Esta estructura, casi tabular, se refleja perfectamente en la morfología de la zona, donde aparece con un aspecto de altiplanicie, disectada en la actualidad por la red fluvial, dando lugar a muelas y mesas, siendo la Muela de Chiclana, junto con la Sierra Realona, uno de los mejores ejemplos.

El dominio del Macizo Varisco aparece en la hoja en el sector noroccidental. Este relieve, consistente en un macizo arrasado, formado por materiales paleozoicos, da algunos resaltes en el paisaje, los cerros de Cabeza Grande y Cabeza Chica, debidos a los asomos de los niveles más competentes.

De estos tres grandes conjuntos que aparecen en la hoja, cada uno de ellos, con su litología y su estructura, ha sido sometido a la acción de los procesos externos, bajo unas determinadas condiciones climáticas. El resultado consiste en el conjunto de formas de carácter estructural que perfilan el relieve, que han sido cartografiadas y que se describen a continuación.

En primer lugar, existen una serie de superficies y replanos estructurales y por otra, los escarpes correspondientes. Aquellos y éstos se presentan con diferente grado de conservación y con tamaños variables, dependiendo de los materiales y del dominio en el que se desarrollen. La simbología de superficie estructural se ha reservado para el techo de las calizas mesozoicas, continuación de la Plataforma estructural de Campo de Montiel. Dicha superficie está, a veces, cubierta por materiales terciarios. Sus escarpes son mayoritariamente superiores a 100 m.

Por debajo de estos escarpes mayores aparecen una serie de replanos estructurales, de menor tamaño, labrados en sedimentos horizontales o subhorizontales y escalonados hacia los valles. Estos replanos no solo se dan en las laderas de los relieves tabulares, sino que también se reconocen en la Unidad de escamas. A veces están bien conservados y otras degradados, representándolos, en cada caso, con la simbología correspondiente. En cuanto a los escarpes de estos replanos, nunca llegan a superar los 100 m de salto. Los mejores ejemplos se encuentran entre las localidades de Aldeahermosa Castellar y al pie de la Muela de Chiclana.

Otro tipo de formas estructurales lo constituyen las crestas y los resaltes de capas duras. Ambos tipos se dan mayoritariamente en los relieves del Frente prebético, con una dirección dominante NNE-SSO. Hay que añadir, además, la existencia de una serie de cerros con morfología cónica que se suman a las formas de origen estructural ya descritas.

Finalmente, un análisis del drenaje, pone sobre aviso de la importancia tectónica en la configuración de la red fluvial actual. La linealidad exagerada de algunos cauces, los cambios bruscos tanto en el perfil longitudinal como transversal de algunos ríos, los encajamientos inesperados que dan lugar a escarpes descarnados y otras muchas anomalías más, llevan a sospechar de la existencia de movimientos tectónicos recientes. Dadas las características de esta zona, donde la presencia de un frente activo (Prebético externo) impone dicha morfología, no es de extrañar que parte del modelado fluvial quede determinado por la actividad de dicho frente.

4.3.2. – Estudio del modelado

En este apartado se enumeran y describen las diferentes formas que se han generado bajo la actuación de los agentes externos, ya sean de carácter zonal (climáticos) o azonal (fluviales, kársticos, etc.). Tanto las formas denudativas como las acumulativas se describen según los procesos que las han generado o según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen.

4.3.2.1. – Formas de ladera

Se originan en las vertientes y se deben a la acción conjunta del agua y de la gravedad. En la hoja de Beas de Segura se han reconocido, principalmente, coluviones y deslizamientos.

Los coluviones son bastante frecuentes y se encuentran relacionados, en general, con los relieves más accidentados. Suelen presentar formas alargadas, en la dirección de los valles, y pueden aparecer a diferentes alturas dentro de las laderas. En algunos puntos también se disponen alrededor de los relieves, rodeándolos a modo de orla, como sucede en la esquina noreste de la hoja, en la Loma del Carrasquillo y en Cabeza Chica. También se han incluido, dentro de este grupo, los canchales, debido a la dificultad de diferenciación que suponen en la mayoría de los casos porque, a veces, se trata simplemente de coluviones que han sufrido un intenso proceso de lavado, adquiriendo un aspecto exterior similar al de los canchales. También hay que decir que no están todos los que son, porque la representación total de los mismos, además de imposible, haría ilegible el mapa. Por lo que respecta a su composición, como ya se verá más adelante, es variada puesto que las áreas madres son muy diversas: Mesozoicos carbonatados, areniscosos, arcillosos y Paleozoicos con cuarcitas, pizarras, areniscas y calizas.

Los deslizamientos son tan abundantes que constituyen una de las principales características geomorfológicas de esta hoja. Los hay de todas las formas y tipos, pero en general, son traslacionales. Los hay también simples y compuestos. Los primeros son frecuentes en todas partes y lugares, destacando los de los valles de los arroyos de las Cañadas y de los Horcajos, por la proximidad de unos con otros. A veces, como sucede en las proximidades de Beas de Segura, dadas unas grandes pendientes y unas grandes laderas, los deslizamientos son de gran envergadura y no sólo eso, sino que se superponen y se dividen en otros más pequeños. Lo que sí es común a la mayoría de ellos es la presencia cercana, casi siempre en la base de las laderas, de las margas y yesos del Triás, pero es probable que en otros sólo influyan las altas pendientes o, no hay que dejar de pensar, la tectónica reciente.

4.3.2.2. – Formas fluviales

Son muy abundantes, sobre todo las de carácter erosivo. Entre las sedimentarias se han podido reconocer: fondos de valle, cauces abandonados, terrazas, conos de deyección y terrazas travertínicas.

Los fondos de valle son frecuentes y se hallan distribuidos por toda la superficie de la hoja. Se trata de los sedimentos más modernos dejados por la red fluvial. Aparecen con diferentes formas y tamaños, con variaciones que van desde trazados rectilíneos como el del río de Beas, hasta meandriforme como el del Guadalimar, pasando por sinuosos como el del Guadalquivir, sin olvidar los que cambian a lo largo de su recorrido que son la gran mayoría. En cuanto a la anchura, casi ninguno supera los 100 m, debido al alto grado de encajamiento, sólo el Guadalimar, el Montizón y el de Beas, superan los 500 m, en algunos tramos de su recorrido. Por lo que se refiere a la composición de los depósitos, depende de la roca madre de cabecera y de las rocas que vayan encontrándose en el camino. Por ello, en unos depósitos abundarán las litologías propias del Paleozoico y en otros, las propias del Mesozoico o del Terciario.

Los cauces abandonados son muy escasos, de hecho, existe un único ejemplo cartografiado en el valle del río Guadalimar, en el paraje de El Páramo, al sur de Sorihuela del Guadalimar. Presenta una forma semicircular que deja constancia de la evolución más reciente del río que alguna vez pasó por allí.

Las terrazas alcanzan un gran desarrollo en el valle del río Guadalimar y en la desembocadura del Guadalmena con él. Se reconocen hasta 5 niveles con alturas de +3-5 m, +8-10 m, +15-18 m, +20-25 m y +45-50 m. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce, aunque los niveles más altos suelen estar disectados, lateralmente, por afluentes del Guadalimar. El techo de las terrazas es plano, en general, y ofrecen escarpes bien conservados, pero es frecuente que los niveles superiores, allí donde alcanzan mayor extensión, tengan cierta pendiente hacia el valle, a la manera de los glaci-terrazas. Un buen ejemplo de ello puede reconocerse en los alrededores de Camporredondo. La composición de las terrazas consiste en gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y es normal ver, en algunos perfiles, estructuras sedimentarias propias del medio fluvial.

Otro tipo de depósitos son los de origen travertino, localizados en el valle del río de Beas, en la misma localidad de Beas de Segura. Se trata de un importante afloramiento, dispuesto a modo de terraza y disectado por el río por lo que en el frente de su escarpe pueden observarse sus sedimentos. En ese frente, aunque algo difuminado por su exposición a la erosión, hay abundantes estructuras orgánicas constituidas, principalmente, por tallos y plantas. El tamaño del afloramiento es bastante grande, su superficie es plana y el escarpe neto. Al igual que otros travertinos del ámbito mediterráneo, tienen, en su entorno, grandes masas de carbonatos y afloramientos de naturaleza yesífera.

Las últimas formas sedimentarias a considerar, dentro de la génesis fluvial, son los conos de deyección y dentro de éstos, se han diferenciado dos tipos. Los primeros aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando acceden a un valle de rango superior, por lo que se localizan sobre fondos de valle o sobre algunas terrazas. Por lo general aparecen de forma aislada, como sucede en el río de Beas o en el Montizón, pero otras veces lo hacen en mayor número, solapándose o interentándose, como ocurre en el sector más septentrional del río Guadalimar. El segundo tipo es más parecido a un piedemonte por lo que nunca aparece aisladamente, sino asociándose a otros de forma que se solapan o interentan en la parte baja de algún relieve importante. Un magnífico ejemplo tiene lugar en la base de la Muela de Chiclana, donde el conjunto de conos de deyección rodean la muela a modo de orla. Por su disposición, tamaño y por su relación con la red de drenaje parecen ser algo más antiguos que los anteriores. En uno y otro tipo, la forma es de abanico, con una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Los depósitos que los constituyen son una acumulación de cantos y gravas con una matriz arcilloso-arenosa. La litología depende, en cada caso de los materiales de la roca madre.

Por lo que respecta a las formas erosivas, la variedad también es notable. En primer lugar hay que destacar una actividad incisiva de la red de drenaje importante. Algunos sectores como el sector centro-septentrional de la hoja y los relieves de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas, ofrecen barrancos profundos y descarnados que alternan con aristas o divisorias acusadas. El conjunto da como resultado una geografía accidentada y difícil. Cuando el proceso de incisión se potencia por desarrollarse sobre materiales blandos, se producen una serie de acarcavamientos en los barrancos, a veces con una cicatriz erosiva en las cabeceras como sucede al noreste de Sierra Realona. El proceso de acarcavamiento también es frecuente en áreas de relieve suave, donde da lugar a escarpes muy descarnados en glaciares y en sedimentos poco competentes. Este tipo de erosión puede observarse en arroyo de la Nava, afluente del río de Beas.

Otra forma de erosión es la producida por el río Guadalimar, en los tramos meandriformes. Dada la pronunciada curvatura de muchos de los meandros, el agua, en su desplazamiento hacia la margen cóncava, erosiona la vertiente, de forma brusca, dando lugar a escarpes de paredes verticales e inestables.

El otro tipo de escarpes que se han cartografiado son los que se originan en el frente de las terrazas por encajamiento de los cauces. Estos escarpes de origen fluvial también afectan a algunos glaciares; el caso más claro es el del glaciar sobre el que se sitúa el campo de aviación de Cornicabral. Los escarpes son de 2 a 5 m, muy verticales y en ellos se pueden observar perfectamente los sedimentos subyacentes.

4.3.2.3. – Formas kársticas

En esta hoja, las formas kársticas son el resultado de los procesos de disolución sobre los materiales carbonatados del Lias. La principal manifestación son dolinas y úvalas, con morfologías redondeadas, ovoides y arrinconadas y con tamaños que oscilan entre unos pocos metros y algo más de 500 m. A veces, en su fondo, se acumulan además de los productos residuales de la disolución, algunos clastos de carbonatos procedentes de la erosión de los escarpes de las mismas dolinas. Se observan, también, otras formas de disolución como quedades, bolsas, surcos, etc., llenos de arcillas de descalcificación rojo-vinosas. La "terra rossa" aparece llenando, no sólo dolinas y úvalas, sino todo tipo de grietas y fracturas, además de las formas menores. También el proceso de karstificación alcanza a algunos niveles carbonatados del Trías - véase el paraje del Cortijo de Monsálvez, al sur del cerro Cabeza Chica - y también a las costras carbonatadas, desarrolladas sobre algunos glaciares, como ocurre en el paraje del Cortijo del Tambor, entre Aldeahermosa y Castellar.

4.3.2.4. – Formas poligénicas

En este apartado se han incluido los glaciares, con diferentes características, y los aluviales-coluviales.

Los glaciares, como ya es sabido, tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos que se reconocen tanto por la forma como por el depósito. En esta hoja, los glaciares de mayor tamaño se desarrollan al norte de La Sierrezuela, próxima a la localidad de Castellar y al sureste de la localidad de Arroyo del Ojanco. La mayoría son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 2 km de largo. Algunos ejemplos son el del campo de aviación de Cornicabral y los situados al sur de Arroyo del Ojanco. Unas veces consisten en formas aisladas, de perfil longitudinal plano-cóncavo y se muestran descendiendo suavemente desde zonas medianas de las laderas hasta casi alcanzar los valles y otras, se solapan dando un manto continuo que cubre las laderas bajas de los relieves.

Se han cartografiado, además, una serie de glaciares erosivos en el entorno de los materiales paleozoicos. Se trata de formas de mediano y pequeño tamaño, con una morfología muy característica, pero sin ningún depósito asociado. Los mejores ejemplos se reconocen en las márgenes del río Montizón.

Con respecto a los aluviales-coluviales hay que decir que se consideran como tales todos aquellos depósitos situados en el fondo de los valles, pero que han recibido importantes aportes laterales, de manera que resulta muy difícil la separación entre lo que verdaderamente es el aporte fluvial y el aporte de las laderas. Aunque también son alargados como los fondos de valle, por lo general sus formas son menos definidas, algo ramificadas y con menor extensión. En la hoja de Beas de Segura son abundantes en toda la margen este del río Guadalimar.

4.3.2.5. – Formas antrópicas

Se incluyen aquí una serie de pequeñas explotaciones para áridos, a favor de algunos de los niveles de calizas del Lias. La máxima proliferación se localiza al este de la localidad de Castellar.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales, en esta hoja, coinciden en su totalidad con los depósitos cuaternarios. Éstas deben tratarse por un doble motivo, primero porque dan una información geomorfológica adicional y, segundo, porque definen formas propias y porque la caracterización de las mismas es de gran importancia pues, su conocimiento y localización son imprescindibles en muchas ramas de la Geología Aplicada.

A grandes rasgos y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes, según los especialistas o el uso que de ellas hagan técnicos o planificadores, se consideran formaciones superficiales a aquellos materiales coherentes o no, pero que ha podido sufrir una consolidación posterior, y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PÉREZ GONZÁLEZ, PORTERO Y ZAZO (1980), en la que señalan como rasgo más relevante su cartografiabilidad, añadiéndole una serie de atributos imprescindibles como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y, siempre que sea posible, cronología.

En la hoja de Beas de Segura se han reconocido como formaciones superficiales: coluviones, deslizamientos, fondos de valle, terrazas, terrazas travertínicas, conos de deyección, glaciares, aluviales-coluviales, y arcillas de descalcificación. Como en el apartado anterior, ya se han descrito algunos de sus atributos, aquí se reflejarán las características texturales, litológicas y la cronología, siempre que sea posible.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre, se han diferenciado dos tipos. Dentro del primero se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos del norte de la hoja. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños, con una matriz arcillosa pardo-rojiza, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos por lo que los clastos son fundamentalmente dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz, es muy abundante y el tamaño de los clastos, mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse una media de 2 a 5 m. Estos últimos son frecuentes en las laderas de la Sierra de Alcaraz. La edad para unos y otros es Holoceno.

Los deslizamientos son abundantisimos y con una litología no definible. Al tratarse de materiales caídos en masa, desde partes superiores de las laderas, en cada caso, el conjunto acumulado es diferente. Lo que si ofrecen en común es la disposición caótica de los bloques desplazados, así como el tamaño de los mismos. En muchas ocasiones, la masa deslizada no se rompe, sino que simplemente se desplaza a posiciones más bajas, de manera que puede llegar a confundirse con un movimiento tectónico. Esto ocurre, sobre todo, en la Unidad de escamas. En otros casos se trata de un conjunto de bloques de diferentes tamaños entre una matriz de sedimentos finos. A veces, la fuerte erosión que se da en zonas tan activas como ésta, se lleva el producto deslizado, quedando sólo y exclusivamente la cicatriz del despegue.

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja, proceden de diferentes relieves por lo que la composición de los fondos dependerá, en cada caso, de su área madre. Los depósitos aluviales cuyo origen son los materiales triásicos y jurásicos, tanto de los relieves tabulares como del sector prebético, tienen la litología de naturaleza carbonatada: dolomías micriticas, dolomías brechoides, dolomías carniolas y calizas dolomíticas. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es observar que oscila entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos observados de 30 cm. El grado de redondeamiento es de subanguloso a subredondeado, con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan con los aportes de los relieves paleozoicos, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, cuarzo, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas y como finos: arenas y arcillas con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y éstos presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo, observado en el campo, no supera los 30 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo que sucede en áreas próximas, debe oscilar entre 4 y 6 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

Los conos de deyección están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas, por tanto el predominio de unos u otros dependerá de los materiales que se vayan incorporando en el camino. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Holoceno.

Las terrazas ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalimar, pues es en el valle de este río donde se desarrolla la casi totalidad de los niveles. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, pero como el río Guadalimar, a lo largo de su recorrido, atraviesa materiales paleozoicos, también incorpora cuarcitas y pizarras. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 40 cm. Por lo general el grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplانamiento y alargamiento de los clastos. La potencia observada es de 3-4 m, aunque no se descarta la posibilidad de que en algunos puntos esta potencia pueda ser algo mayor. La edad que se les asigna es Pleistoceno pero el último nivel puede incluso llegar hasta el Holoceno.

Las terrazas travertínicas aparecen en el río de Beas, en la localidad de Beas de Segura. Se trata de un afloramiento importante, formado en su mayoría por niveles biogénicos compuestos por tallos y formas tubulares, casi siempre verticalizados. A veces se observan niveles detriticos limosos y calcarenitos de origen tabáceo. Las condiciones del afloramiento son buenas y permiten observar una potencia de unos 8-10 m. Se les asigna una edad Pleistoceno medio-superior.

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre los materiales carbonatados del Lías. No son muy frecuentes, pero aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, la realidad es que este material es mucho más abundante pues aparece rellenando huecos, grietas y fracturas. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas aparecen, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes de las propias dolinas. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, que esta edad pueda remontarse, hasta el Mioceno superior.

Los glacis, en su mayoría, están formados a expensas de los relieves jurásicos, por lo que sus clastos son de dolomías, calizas, carniolas y algunas areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa de tonos pardos y pardo-rojizos. Su potencia es variable de unos lugares a otros, incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, disminuye desde las zonas apicales a las distales, entre 2 y 6 m. Los cantos son

de subangulosos a subredondeados, poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno por aparecer situados en las laderas, pero desconectados, por lo general, del sistema fluvial actual.

Los aluviales-coluviales son muy similares, en su composición, a los fondos de valle, sólo que aquí todos se alimentan de los materiales triásicos, jurásicos y terciarios. El hecho de que en estos depósitos haya aportes laterales, procedentes de las laderas, hace que los sedimentos sean menos clasificados y tengan los clastos más angulosos. Se les asigna una edad Holoceno.

4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La historia de la evolución geomorfológica de este sector de la península está relacionada, por un lado, con la evolución del Macizo Varisco meridional, por otro con la Plataforma estructural de Campo de Montiel, también en su límite meridional y, finalmente, con el Prebético externo, confluendo todos estos dominios en el territorio representado por la hoja.

Por lo que al Macizo Varisco se refiere, su evolución hay que incluirla dentro de los acontecimientos sucedidos en la totalidad del zócalo Ibérico, pero de muchos de ellos ha desaparecido el registro y sólo quedan algunas huellas en el relieve. El Macizo Varisco forma, en su conjunto, un bloque elevado. Se trata de un macizo arrasado, con pocos desniveles, que se encuentra en estado de penillanura y que está basculado hacia el océano Atlántico. Esta inclinación es aprovechada por los cursos fluviales principales (Guadiana, Tajo y Guadalquivir) para orientarse y verter sus aguas en esa dirección.

Afectado por la deformación hercínica, después de ésta, sobreviene una gran estabilidad y un paulatino desmantelamiento del macizo, generándose lo que se ha denominado "Superficie de erosión pretriásica". Con posterioridad, se producen una serie de retoques durante el mesozoico y el Terciario, acompañados de alteraciones, que dan como resultado la "Penillanura Poligénica". Hay que decir, sin embargo, que ninguno de estos dos arrasamientos se encuentran en la hoja de Beas de Segura. Más tarde, y debido a la tectónica alpina, este zócalo se fractura, generándose un relieve caracterizado por sierras y depresiones. Este escalonamiento va acompañado de unas condiciones climáticas más áridas que en la etapa anterior y la erosión va destruyendo las alteraciones y rellenando las cuencas neógenas. El ciclo se cierra en el tránsito Plio-pleistoceno con los depósitos de Raña, no presentes en la hoja, procedentes de los materiales cuarcíticos y de los suelos rojos. A partir de este momento se inicia el encajamiento de la red fluvial, a través de las principales líneas de debilidad, adaptándose a ellas, hasta llegar a la disposición que ocupa en la actualidad. En la hoja de Beas de Segura, el relieve del área ocupada por los materiales paleozoicos es predominantemente erosivo como consecuencia del proceso de incisión fluvial.

Por su parte, la Plataforma de Campo de Montiel, tiene su propia evolución. Esta Plataforma constituye un macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz y Alambría, en la contigua hoja de Bienservida. Los afloramientos tabulares que aparecen en la hoja de Beas de Segura, están bastante alejados de la Plataforma, pero son su continuación estructural hacia el sur y por ello que conviene recordar sus principales características.

Son muchos los autores que se han preocupado de la evolución de la Plataforma como LAUTENSACH (1967), MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor, en su tesis doctoral, expone la existencia, en la Plataforma de Campo de Montiel de un relieve polifásico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y deformaciones tectónicas. Diferencia hasta tres superficies de erosión escalonadas, ninguna de las cuales aparece como tal, en la hoja de Beas de Segura, pero la superficie reconocida podría coincidir con la denominada Superficie de Ossa de Montiel que es la que alcanza un mayor desarrollo. Dado que esta correlación entraña cierta dificultad, puesto que en la hoja de Beas, lo que existen son retazos dispersos, se ha elegido representarla como una superficie estructural con retoques erosivos, fundamentalmente de origen kárstico.

Volviendo a la Plataforma de Campo de Montiel, la primera superficie es la denominada Superficie Superior de Campo de Montiel. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) no cree atrevido considerar que su ciclo evolutivo comenzaría después de la fase paroxísmal Castellana (probablemente post-Arverniente inferior, DÍAZ MOLINA, 1978). En definitiva, la edad que se asigna a esta superficie es pre-Oligoceno, aunque cabe la posibilidad, por sus depósitos asociados, que pueda ser algo más reciente. La segunda es la Superficie de El Bonillo que PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) relaciona con el nuevo ciclo erosivo que se origina después de la Fase Neocastellana (post-Aragoniente superior), es decir, en el Mioceno inferior. La equipara, tentativamente, con la M3 de SCHWENZNER (1937) y con la B de GLADFELTER (1971). La tercera superficie se conoce como Superficie de Ossa de Montiel. Alcanza un gran desarrollo y, de forma general, se caracteriza por la ausencia de relieve y porque sobre ella se ha desarrollado una intensa karstificación. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) señala que su ciclo de erosión comenzaría a continuación del cierre del Estrecho Nordbético, coetáneo con la última fase de compresión del Prebético externo, en el Serravallense superior-Tortoniense inferior (CALVO, ELÍZAGA, LOPEZ MARTÍNEZ et al., 1978). El ciclo de erosión del aplanamiento de la Superficie de Ossa de Montiel sería, por tanto, del Mioceno superior o del Turoliense, y es durante este periodo, donde se abren las cuencas de Júcar, Cabriel y, probablemente la cuenca del Jabalón.

Posteriormente, a principios del Villafranquiente inferior, tiene lugar una nueva fase distensiva, La Iberomanchega I (AGUIRRE et al., 1976) que amplía las cuencas y abre el Corredor Manchego. En el Villafranquiente superior un nuevo periodo sedimentario tiende a llenar y colmar las cuencas y depresiones formadas en la fase Iberomanchega I. A finales del Villafranquiente y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena, tiene lugar una nueva etapa de deformación regional, denominada fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al., 1976 y PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) que deforma suavemente los últimos materiales depositados.

El Prebético externo también tiene su propia historia. La zona Prebética, permaneció parcialmente emergida, entre el Cretácico y el Mioceno, siendo, en este último periodo, cuando el mar invadió toda el área, adquiriendo una paleogeografía en forma de archipiélago (CALVO, 1978). Durante la sedimentación marina del Mioceno tuvieron lugar diversos movimientos del zócalo. La retirada del mar tuvo lugar durante el Serravallense superior-Tortoniense basal, momento que corresponde al cierre del Estrecho Nordbético (CALVO, 1978), como resultado del apilamiento e imbricación del mesozoico del Prebético contra el borde meridional de la Meseta (Campo de Montiel). Esta fase pone fin a la

evolución orogénica y se produce, a continuación la distensión mio-pliocena con la creación de pequeñas cuencas lacustres durante el Vallesiense-Turolense.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios. Los cambios climáticos dan lugar al desarrollo de los diferentes sistemas morfogenéticos. La actividad kárstica, así como la fluvial, constituyen algunos de los ejemplos. Por tanto, el desarrollo de procesos erosivos y de acumulación en la zona, motivados por los cambios climáticos y la neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje regional que se observa actualmente.

4.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

La hoja de Beas de Segura, no ofrece procesos morfodinámicos actuales de gran envergadura, pero sí presenta algunos ejemplos de una cierta actividad erosiva manifiesta, sobre todo, en la acción fluvial y de laderas. Esta actividad, aparte de las condiciones climáticas, está potenciada por una tectónica reciente, ya señalada por diversos autores, como se ha reflejado en apartados anteriores. La presencia de un frente activo, como el Prebético externo, con su Unidad de escamas, en choque con la Meseta, contribuye altamente a producir encajamientos bruscos de la red, cambios en la dirección de los ríos, en el trazado, etc. Otras manifestaciones de la erosión fluvial son los escarpes, netos y frescos, además de la formación de cárcavas en la vertiente del frente prebético.

Los procesos de disolución, todavía funcionales, tienen lugar como consecuencia de la infiltración de las aguas de lluvia por grietas y fracturas, pero debido a la existencia de un clima tendente a la aridez, es decir, con escasas precipitaciones, la karstificación evoluciona muy lentamente, sin que se produzcan manifestaciones actuales apreciables.

Por el contrario, en las laderas, sí hay una actividad importante, sobre todo en la vertiente noroeste de las Sierra de Cazorla, Segura y Las Villas y en algunos valles como los de los arroyos de las Cafadas y de los Horcajos, donde la abundancia y la magnitud de los deslizamientos pone de manifiesto la gran inestabilidad de las laderas de este sector. Este relieve acusado posee una serie de escarpes escalonados, a partir de los cuales se producen caídas de bloques y desprendimientos. Lo mismo sucede en el frente de la Plataforma de Campo de Montiel.

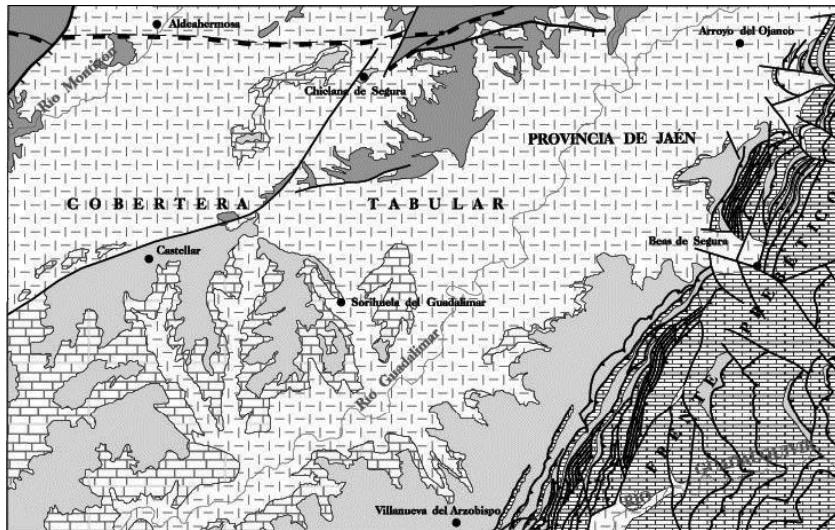
Todos estos procesos, aunque no producen cambios importantes en el relieve de la zona, ni producirán en un futuro inmediato, si pueden provocar pequeños cambios en la morfología local como: retroceso de los escarpes y de las cabeceras, acentuación de algunos barrancos y encajamientos bruscos de la red de drenaje.

5. TECTÓNICA

5.1. INTRODUCCIÓN

En la Hoja de Beas de Segura afloran dos conjuntos geológicos además de los depósitos cuaternarios: Uno es el paleozoico que es la prolongación oriental de Sierra Morena y otro los materiales mesozoicos y cenozoicos del Prebético Externo y Cobertura Tabular, discordantes sobre los anteriores.

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica, ya que los episodios prehercínicos que se observan regionalmente sólo se registran aquí en incidencias dentro del ciclo sedimentario. Las deformaciones posteriores, atribuibles a la Orogenia Alpina, son las que estructuran las series mesozoicas y cenozoicas del Prebético Externo. Figura 5.1.



ZÓCALO MACIZO IBÉRICO	COBERTERA TABULAR	FRENTE PREBÉTICO
Paleozoico	Terciario marino	Jurásico
	Jurásico	
	Triásico	

Figura 5.1. – Esquema tectónico

En los materiales Paleozoicos, asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a sectores menos deformados en la parte central y septentrional. La segunda fase da lugar a una superficie de “despegue” relacionada con un episodio extensional, que da lugar a una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado medio en el autóctono. La tercera fase es una compresión suave en régimen dúctil sin metamorfismo. Y las etapas posteriores son de fracturación.

5.2. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO

Los afloramientos de materiales paleozoicos son tan reducidos y dispersos en la Hoja, que sin conocer su continuación en las hojas septentrionales, no se podría comprender su estructura.

Básicamente forman una serie buzando al S con materiales de edades Ordovícico-Silúrico-Carbonífero inferior. Sin embargo, hay una falla que pasa por el cerro de Las Lanchas-Higueras y continua por La Carnicera al Norte de Cabeza Grande, que separa una serie de esquistos metamórficos con andalucita con intensa deformación, de una serie sin metamorfismo y una estructuración muy suave. Es una falla frágil-dúctil buzando al S y con movimientos normales hacia el Sur; se ha interpretado como un “despegue” extensional de envergadura regional. Si además se tiene en cuenta la aparición de los sedimentos de facies Culm que nunca están en la ZCI, y las vergencias de las series (hacia el N), opuestas a las normales en la Zona Centroibérica Meridional, se llega a la conclusión de que en estos afloramientos están representados accidentes de envergadura regional, probablemente límites de dominios estructurales diferentes.

Por todo ello, la descripción es extensiva y se aprovechan los datos adquiridos en áreas septentrionales aledañas.

La deformación hercínica se ha realizado en varias etapas o fases, tres de ellas en condiciones dúctiles, y dos etapas de fracturación en un régimen frágil o dúctil-frágil. La Orogenia Alpina sólo ha generado fracturas, como corresponde a una tectónica de antepaís, aunque en las bandas de fractura puede generar estructuras menores propias de un régimen dúctil-frágil.

5.2.1.- Deformaciones prehercínicas

En el ámbito de esta Hoja y las aledañas (Hojas nºs 839, 840, 864 y 886) los materiales paleozoicos, representados en concordancia, son los sistemas que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y sobre ellos en discordancia los del Carbonífero inferior. En otras zonas, donde las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores se observa que el conjunto paleozoico se deposita discordantemente sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado propio de la ZCI. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomense.

La sedimentación del Cámbrico está condicionada por un periodo tensional con formaciones litológicamente muy variadas y con fuertes cambios laterales y en la vertical. Esta etapa acaba con la transgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hipercírculo paleozoico; sus características estratigráficas están de acuerdo con la interpretación tectosedimentaria que lo considera como un margen pasivo.

En la columna estratigráfica se registran cambios de espesor y facies de algunas formaciones que se puede interpretar como procesos tectónicos, pero las evidencias más claras se concretan en dos puntos: 1) La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, que indican episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas; y 2) Manifestaciones tectónicas en el Ordovícico superior, concretamente en la base de las Pizarras Chavera. La base de esta formación se deposita en paraconcordancia sobre las formaciones infrayacentes, con variaciones muy locales, detectándose en el ámbito regional espesores de la Caliza Urbana que varían desde más de un centenar de metros, hasta desaparecer en muchos puntos como se observa en el sector noroccidental de la Hoja. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas vulcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados.

Este contexto tectosedimentario apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sismotectónicos que dan lugar a subsidencias diferenciales intracuena. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras de Chavera, que además son sedimentos glaciomarinos ("Inlandis") de edad Ordovícico superior.

Esta discontinuidad sedimentaria se ha relacionado en la bibliografía (GUTIÉRREZ MARCO et al., 1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones. Y también con episodios de inestabilidad tectónica (PINEDA; 1987). Con los datos de esta zona el origen parece ser este último, también reconocido por PIEREN (1986) en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo. En algunas zonas este episodio puede prolongarse durante el Silúrico con niveles vulcanosedimentarios intercalados como los del Sinclinal de Herrera del Duque.

Hay otra laguna sedimentaria en el ciclo sedimentario paleozoico bien documentada en esta zona con los hallazgos estratigráficos de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), que abarca el Devónico medio. Dentro de la evolución tectónica del Macizo Ibérico este evento coincide con la primera manifestación de la Orogenia Hercínica, con deformaciones intensas en la ZOM y depósitos postorogénicos de edad Devono-Carbonífero. En las publicaciones sobre la evolución tectoestratigráfica del Macizo Ibérico (QUESADA, 1992) se pone de manifiesto la diacronía de las deformaciones hercínicas. Así los depósitos sinorogénicos de la ZOM durante el Carbonífero inferior son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso progresivo de la convergencia de placas en la Orogenia Hercínica. Esta puede ser causa de que en esta zona los depósitos del Devónico superior sean preorogénicos, aunque la ausencia de sedimentación refleje la tectónica precoz más meridional.

5.2.2.- Tectónica hercínica;Error! Marcador no definido.

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja y áreas aledañas están estructurados por una deformación polifásica durante la Orogenia Hercínica o Varisca, acompañada de metamorfismo y magmatismo. El análisis estructural a escala cartográfica, de afloramiento y de la fábrica de las rocas revela la presencia de cuatro fases o etapas de deformación, tres de ellas bajo condiciones dúctiles, con desarrollo de esquistosidades y metamorfismo, más o menos generalizados; y una cuarta de fracturación en condiciones frágiles, que no es tan homogénea como las primeras, y puede abarcar varias familias de fracturas. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

La primera fase (F_1) es de plegamiento y tiene una distribución uniforme en toda el área, aunque parcialmente sus estructuras están modificadas e incluso borradas por las fases posteriores. La segunda (F_2) consiste en una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, que afecta a todos los materiales de la Hoja. La tercera (F_3) es poco intensa, y está representada por estructuras de geometría variada y desarrollo local. La cuarta fase, en realidad es una etapa de fracturación frágil, propia de una tectónica tardí y posterior, que probablemente incluya varios episodios de fracturación diferentes que no se pueden separar al no tener depósitos de referencia ni otro tipo de dataciones.

En esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de las diferentes etapas. La primera es anterior a los depósitos discordantes, que afloran en esta Hoja, pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior-Namuriense inferior (QUESADA, 1992). La segunda fase es sincinemática, ya que los últimos movimientos afectan a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos aflorantes en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), continentales y discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes. La edad de este carbonífero es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

5.2.2.1.- Primera etapa de deformación hercínica

La primera fase hercínica es la que genera la macroestructura no sólo de esta Hoja sino de todo el Dominio de Pliegues Verticales, y se encuentra bien preservada en el relieve actual. Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general ONO-ESE que cambia a E-O, en los afloramientos más surorientales como es el caso de esta Hoja, y con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias locales a ambos lados.

En los reducidos afloramientos del paleozoico de esta Hoja, las estructuras mayores de la F_1 no están desarrollados todos los afloramientos que constituyen parte del flanco meridional del anticlinal Avellanar-Dañador que es la terminación más oriental del Anticlinal de Alcudia, estructura muy conocida a escala regional, y que en esta área tiene dirección E-O.

Las estructuras menores de la F_1 son pliegues, esquistosidad de plano axial de los pliegues, linearidad L_1 de intersección entre S_0 y S_1 , algunas fracturas de adaptación en los pliegues y grietas tensionales en antiformes llenas de cuarzo.

En esta Hoja están poco representados, dado que la segunda etapa de deformación prácticamente ha borrado estas estructuras menores de la primera fase.

5.2.2.2.- Segunda etapa de deformación hercínica

Como se ha expuesto, la ZCE SE-PG que está representada por la falla que pasa por el cerro de Las Lanchas, separa el autóctono metamórfico de un alóctono (a techo) poco estructurado. El autóctono presenta una deformación muy intensa que genera una esquistosidad y metamorfismo en facies de anfibolitas. En la banda más deformada, es difícil reconocer en los esquistos con andalucita, las cuarcitas y los mármoles el protolito original, sólo por la posición estratigráfica se han podido correlacionar estas rocas con las formaciones originales.

Esta estructura, que provoca un cambio de vergencias regional, ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS (1974, 1977 y 1978). El trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al Oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del “stock” granítico de Santa Elena.

Este granitoide se ha estudiado posteriormente (LARREA et al., 1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con “stopping” magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación hercínica.

En los trabajos previos (CHARPENTIER, 1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el “stock” de Santa Elena.

Con estos precedentes y el análisis estructural realizado en la elaboración de la Hoja y aledañas se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Aunque no se conoce toda su longitud, ni en su extremo occidental ni en esta zona ya que se sumerge bajo los depósitos triáxicos, se puede denominar de momento como Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG).

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la F_2 de DIEZ BALDA y VEGAS (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS et al., en prensa). La presencia de la estructura en estas Hojas, permite asegurar que la F_2 se extiende por toda la ZCI aunque en muchos sectores no aflore dada su geometría limitada a bandas plurikilométricas que probablemente definen accidentes planares de envergadura cortical.

Esta etapa hercínica de deformación ha sido bien estudiada en la zona de Salamanca por ESCUDER VIRUETE et al. (1994); ARES YAÑEZ et al. (1995) y DIEZ BALDA et al. (1995). Y en el Sistema Central DOBLAS et al. (1994 a y b) y HERNAIZ HUERTA et al. (1996). Todos ellos coinciden en que es una etapa o fase de deformación extensional producida por un colapso extensional, posterior al empilamiento producido por la primera etapa de deformación hercínica, aunque algún autor lo prolonga hasta tardihercínico o alpino precoz.

Estructuras Mayores

Se trata de una única estructura que se extiende por todo el tercio septentrional de la Hoja, con un límite norte que se encuentra en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), con una dirección global N80°E, si bien las estructuras menores comprenden un abanico entre N70°-90°E. Consiste en una zona de cizalla con una deformación progresivamente más intensa hacia la franja central, en donde se produce un metamorfismo sincinético de grado medio de tipo alta T y baja P, cortada por una fractura normal en dirección y buzamiento hacia el S, que pone en contacto estos materiales con otros sin apenas deformación de la zona de cizalla.

Los límites son transicionales, el inferior no aflora, y el superior es muy progresivo con estructuras diferentes según la proximidad al núcleo pero siempre en bandas longitudinales y con una geometría constante. Las estructuras mayores son los pliegues, el metamorfismo, y las fracturas extensionales.

La estructura más externa observable en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) son pliegues hectométricos muy suaves de dirección N60°-70°E que dan lugar a figuras de interferencia, observables en cartografía. Son pliegues aislados sin estructuras menores asociadas.

La siguiente banda tiene unos dos kilómetros de anchura en horizontal, y produce un replegamiento generalizado. Es la banda que el pliegue del Avellanar-Dañador en el borde noroeste de la Hoja. Es una zona de interferencia de pliegues en la que se pierde la geometría de los pliegues de la F₁.

A partir esta banda aparece la esquistosidad S₂ que modifica el aspecto de las litologías de la zona. También la estructuración bajo el frente de la esquistosidad es progresiva, el límite superior se ha trazado con apoyo de láminas delgadas, y está representado en cartografía por la aparición de la S₂, pero se caracteriza toda la zona por una pizarrosidad muy penetrativa, la vergencia al Sur de las estructuras, una recristalización visible en afloramiento y la ausencia de pliegues menores. En general por tener una deformación mucho más intensa que la del Dominio de Pliegues Verticales. Otra característica es la marcada paralelización de la estratificación y la esquistosidad principal, por lo que exceptuando pequeñas zonas de repliegues, aparentemente toda la secuencia parece un monocinal con un ángulo entre estratificación y esquistosidad muy bajo.

En esta banda aumenta progresivamente hacia el Sur la blastesis metamórfica, con la aparición de los primeros cristales de biotita, recristalizando los precinemáticos de clorita.

Otra gran estructura originada en esta fase es la flexión de la zona de cizalla hacia el Sur, aflora en el límite septentrional de la Hoja desde el Cerro Higueras hasta el Cerro Lanchas, más hacia el Este. A escala regional es la estructura más conspicua como puso en evidencia RIOS (*op. cit.*). Desde un eje de dirección general N90°E, aunque con giros locales N70°E, la esquistosidad principal, que es la S₂, y con ella todos los elementos planares previos, pasan de buza siempre al Norte a buzar al Sur con la misma dirección N90°E y con buzamientos suaves de 30°-40° al Sur, lo que da lugar a una antiforma suave y tardía.

El eje de esta flexura coincide en su mayor parte con las amplexitas silúricas y formaciones infrayacentes, y en su núcleo se produce un fuerte aumento del metamorfismo térmico, con aparición de andalucita, sincinemático con una deformación por cizalla muy intensa y un estiramiento de las formaciones que reduce su potencia hasta un 80-90%; por ejemplo la Cuarcita de Criadero pasa a tener menos de 2 metros. El corte más representativo de esta estructura en la Hoja se puede ver en los Arroyos del Tejar y Gutarrajas, al noreste de Chiclana de Segura.

El techo de esta estructura por el Sur, es una fractura que va desde el punto kilométrico 5.700 de la carretera de Los Mochuelos hasta el Cerro Higueras al Oeste. Tiene un trazado sinusoidal con dirección general N70°E y un buzamiento del orden de 60°-70° Sur. Esta fractura normal hacia el Sur no produce un salto muy grande en la serie pero sí en la estructuración y el metamorfismo. En el autóctono (labio norte) hay unos esquistos milonitizados con andalucita y en el alóctono una alternancia de pelitas y cuarcitas, con una blastesis de cloritoide (de mucho menor tamaño que el del autóctono) de una decena de metros de anchura (probablemente por inducción del alóctono) y con una foliación de tipo "rough slaty cleavage".

En la carretera de Los Mochuelos el plano de falla es frágil con 1 dm de brecha de falla, producto de rejuegos tardíos, es N90°E-75°S, al N esquistos con andalucita, y al S una banda de cizalla dúctil de unos 10 m con un bandeadío tectónico según la foliación milonítica N80°E-40°S, con una lineación N-S buzando unos 40°S. Esta banda tiene numerosas venas de cuarzo blanco que corta a la foliación y está deformado por la cizalla, dando sigmoides con un sentido de movimiento hacia el Sur.

En el corte de esta falla, en el río Guadalmena, un centenar de metros aguas arriba del límite de esta Hoja con la nº 864 (Venta de los Santos), en la confluencia con el arroyo Hellín, el afloramiento es espectacular porque en unos 2 m se pasa de unos esquistos con andalucita a amplexitas silúricas con graptolites.

Por último, se puede citar una deformación ligada a la falla extensional, pero con pocos elementos de análisis en esta Hoja por los reducidos afloramientos. Al Sur de la falla extensional, es decir en el alóctono, hay una franja de materiales silúricos y del Devónico inferior sobre los que se depositan en discordancia los materiales del Carbonífero inferior en facies Culm. La deformación principal asociada a la esquistosidad afecta por igual a los materiales carboníferos y a los infrayacentes, es decir la segunda fase es, en parte, posterior a la discordancia. Sin embargo, así como las pizarras y grauvacas carboníferas tienen una deformación suave, sin apenas pliegues menores y con una foliación poco penetrativa, la franja del paleozoico superior prediscordancia está replegada intensamente. Los pliegues tienen geometrías anómalas e impropias de las de F₁, se deben interpretar como estructuras de interferencia de las dos fases. En este contexto se incluye el sinclinal devónico de Guadalmena, que aflora en el borde meridional de la Hoja, tiene una dirección N50°E, es simétrico de flancos paralelos y está tumbado al NO. La esquistosidad es de plano axial y buza 40° al SE.

Ello implica que los depósitos carboníferos son sincinemáticos con la segunda fase hercínica, lo que implica que este accidente tiene las características de una falla extensional con una historia compleja y prolongada en el tiempo regujando incluso en la Orogenia Alpina.

Estructuras Menores

Las estructuras menores asociadas a esta etapa son muy conspicuas y características de este tipo de deformación, son estructuras propias de una zona de cizalla en régimen dúctil. Su distribución es heterogénea dependiendo de su posición respecto al centro de la zona de cizalla, de la litología, de la posición previa respecto al elipsode de esfuerzos y de la propia evolución de la cizalla. Hay tramos o pezeces tectónicos a todas las escalas sin estructurar porque la máxima deformación se ha acumulado en sus bordes.

Las estructuras menores son: pliegues, foliación milonítica, lineaciones minerales, crenulaciones, tectofacies de cizalla, pliegues intramiloníticos, y estructuras extensionales.

Los pliegues menores se producen a todas las escalas. Con la misma forma los hay a escala decamétrica y en lámina delgada, aunque son muy poco frecuentes concentrándose en sectores de charnela o cuando la estructura planar previa (S0, dique de cuarzo) es perpendicular al sentido de máximo desplazamiento.

Son pliegues asimétricos en los que el flanco largo puede llegar ser un centenar de veces la longitud del corto. El ángulo entre flancos suele ser 90° y sólo hacia las zonas internas aparecen pliegues isoclinales tumados. La morfología típica es un flanco largo buzando entre 45° y 15° al Norte, poniéndose más horizontal cuanto más al Sur, y el flanco corto subvertical, invirtiéndose cuanto más al Sur. Son pliegues más de tipo "chevron" que de "buckling", y de hecho el mecanismo de plegamiento es de "flexural-slip" con acomodación de los niveles pelíticos en las chavelas. Los pliegues pueden tumbarse, es decir invertir el flanco corto, y en la zona metamórfica de la biotita se observan pliegues similares tumados hacia el Sur de dirección N70°E. Tienen en general una dirección entre N70°-90°E y los ejes son subhorizontales.

Una característica muy importante es que la foliación, que es la esquistosidad principal en la zona, no es de plano axial de estos pliegues, exceptuando ligeras convergencias en las charnelas, sino que es subparallela a los flancos largos, es decir de paralela a tener un ángulo de 15°. Esto da lugar a una deformación peculiar en los flancos cortos. La más frecuente es que la foliación corta ortogonalmente a la S0, generando una lineación de intersección horizontal y paralela a los ejes de los pliegues N70°-90°E. En lámina delgada se observa que en la intersección de la foliación con la S0 o alguna vena de cuarzo perpendicular, se crea un falso plegamiento que en realidad son micromullions desplazados por las superficies de máximo desplazamiento. A nivel afloramiento se produce un replegamiento, con pliegues menores que son conformes con los mayores.

La forma de los pliegues en toda la zona de cizalla de la ZCE SE-PG, indica un elipsoide de esfuerzos no coaxial con la deformación, y un modelo de cizalla simple heterogénea, en régimen ductil, con desplazamiento del bloque de techo hacia el Sur, estos criterios cinemáticos se observan a todas las escalas y en toda la banda de cizalla.

La esquistosidad representada en cartografía como S2 es una foliación milonítica que varía de ser una foliación de tipo SC espaciada en las zonas externas hasta una foliación paralela muy penetrativa que borra toda la fábrica preexistente transformando la roca en una milonita, en las zonas internas (como se ve en el corte de Gutarrajas). A escala de afloramiento lo que se observa en toda la zona de cizalla es una fábrica planar, que es la esquistosidad principal; ésta se hace progresivamente más intensa hacia las partes internas, llega a ser una fábrica plano-lineal muy penetrativa con recristalización evidente, que transpone y reorienta las discontinuidades previas. Hay que resaltar que la distribución es heterogénea, en las zonas más externas hay bandas con poca deformación en zonas deformadas, y en las zonas internas (Ctra. Los Mochuelos), en los estratos eucárcticos se conservan incluso estructuras sedimentarias entre las pelitas, que acumulan toda la deformación, y en las que las laminaciones están totalmente traspuestas. La esquistosidad que se ve en el campo son las superficies C de la foliación milonítica de las láminas delgadas.

A escala microscópica la foliación milonítica es muy característica y ha permitido trazar el frente de esquistosidad S2. Siempre es una foliación de tipo CS. Las superficies C, en las zonas externas se comportan geométricamente como una esquistosidad grosera ("rough cleavage"), que sólo afecta a los lechos micáceos, son superficies irregulares, onduladas anastomosadas y que son de fractura de los cristales previos, formándose unas láminas de esquistosidad, muy nítidas llenadas de minerales arcillosos, grafito, óxidos de Fe y minerales metálicos. Las superficies S están marcadas por la orientación de los cristales previos, que entre dos láminas C adoptan una morfología sigmoidal; los cristales de mica se reorientan en ángulos de 45° respecto a las C y los cristales de cuarzo se adaptan por procesos de disolución por presión. N e la medida que se incrementa la deformación las superficies C se hacen más penetrativas, afectan a los niveles arenosos, y el ángulo entre C y S se va haciendo menor, cuando aparece la blastesis los cristales de clorita se orientan según las S y los cuarzos llegan a ser cintas sigmoidales.

En las zonas de máxima deformación la foliación SC se paralleliza y pasa a ser un "slaty cleavage" penetrativo con los cuarzos acintados y algún cristal precinemático que siempre presenta halos de presión asimétricos sigmoidales y conformes con la cinemática de la cizalla. En estas zonas las características de las superficies C se mantienen, la roca pasa a ser una protomilonita en la que el tamaño de los cristales previos disminuye notablemente, la fábrica es planar y las láminas de esquistosidad de tipo C siguen siendo de fractura y disolución con acumulación de grafito y minerales metálicos.

Esta fábrica es plano-lineal aunque en las zonas poco deformadas las lineaciones no están bien desarrolladas, las láminas se han confeccionado orientadas y paralelas a la lineación, por lo que se ha podido ver que los criterios cinemáticos de toda la zona de cizalla indican movimiento del bloque de techo hacia el Sur.

En el núcleo metamórfico, los cristales de la zona de la biotita se disponen según las superficies S. En la zona de la Andalucita la deformación es máxima, la roca es una protomilonita a milonita foliada con las superficies CS paralelas, los blastos de andalucita contrastan en tamaño fuertemente con la matriz, y son sincinemáticos con la cizalla. Aparecen en varios estadios precinemáticos con halos de presión asimétricos formando un sigmoidal lleno de cuarzo; sincinemáticos con espectaculares cristales rotacionales; y otros tardicinemáticos que se superponen sobre la foliación milonítica; todos los ejemplos pueden aparecer en la misma lámina (muestras JM 8 a 10). En la zona intermedia con blastesis de cloritoide (Pizarras Chavera), las relaciones son las mismas pero el hábito acicular de los cristales produce una textura lepidoblástica en toda la roca con algunos cristales precinemáticos que dan unos halos de presión enormes a ambos lados del cristal, llenos de cuarzo y mica blanca. Estas láminas dan muchos criterios cinemáticos y todos son conformes con una cizalla de deslizamiento hacia el Sur del bloque de techo.

En la descripción anterior ya se ha hecho referencia a que la estructura es plano-lineal. Esta lineación se ha representado en cartografía: En las zonas externas es una lineación de rozamiento (estrías) y suele ser poco visible. En las internas las lineaciones son de dos tipos: uno marcado por el estiramiento de los cristales de cuarzo y el más frecuente marcado por la alineación estadística de los cristales con hábito tabular (cloritoide y andalucitas). En las primeras hay una cierta dispersión, pero en las segundas la dirección es muy constante N-S en el plano de la foliación. Las láminas que se han cortado con esa orientación confirman que es la dirección de máximo desplazamiento.

En esta Hoja, el corte de Gutarrayas empieza con las Alternancias de los Bancos Mixtos con S0 y foliación milonítica paralelos N65°/35°S; tienen biotita. La Caliza Urbana está representada por calcoesquistos muy esquistosados por la foliación milonítica, en lámina delgada se observa que las láminas carbonatadas son prácticamente sedimentarias y la deformación se concentra en las láminas arcillosas, la foliación de tipo SC es casi paralela. Aparecen sigmoides de cuarzo con indicación de movimiento del bloque de techo hacia el Sur. Las Pizarras de Chavera tienen una fuerte blastesis de cloritoide con cristales centimétricos, la foliación es N40°E/20°S, y los blastos marcan la lineación N10°E/5°S, más a techo sigue N80°E/30°S y la lineación N5°E/10°S. La Cuarcita de Criadero tiene un espesor de orden decamétrico S2=S0=N40°E/30°S, lineación N10°E/10°S, y sobre ellas (con un pliegue N40°E) las ampelitas con un gran espesor y dirección N60°E/30°S y lineaciones N-S.

Las crenulaciones aparecen sólo localmente y de diferente geometría, por su naturaleza se producen cuando hay una anisotropia previa muy marcada, como la F1 no da lugar a una esquistosidad penetrativa, sólo se encuentran en donde la foliación milonítica es intensa. Por ello, hay que tomar con reservas incluirla como una estructura de esta etapa.

De manera más generalizada se encuentra en la zona central de la cizalla (Ctra. Los Mochuelos) y Arroyo Gutarrayas, con frecuencia se superponen dos lineaciones, la N-S de la foliación milonítica y una lineación de crenulación en torno a N90°E subhorizontal y planos axiales. Se trata de un microplegamiento intenso cuyas crestas marcan la lineación. Esta crenulación va acompañada de un plegamiento de amplitud milimétrica a centimétrica con la misma dirección. En un punto de esta carretera se ha observado también pliegues de dirección N-S de plano axial subhorizontal.

Otro tipo de crenulación que se observa es la que aparece en el sector noroccidental (río Dañador-Avellanar). Se trata de una crenulación tipo "kink-bands" con planos de ruptura de dirección N140°E-40°SO, esta podría relacionarse con la F3.

A escala del microscopio son más frecuentes las crenulaciones. En algunas se conservan relictos de S1 y la foliación milonítica aparece como una crenulación.

Aunque en sentido estricto no es una estructura hay un proceso tectónico muy ligado a las zonas con más deformación de la cizalla, se trata de la formación de vetas centimétricas de cuarzo blanco de exudación de carácter sincinético y que están deformadas por la misma cizalla. Se observan plegadas, charnelas disruptadas, sigmoidales y como grietas tensionales, a veces en relevo. Todos los criterios cinemáticos que proporcionan son conformes con una cizalla de vergencia S.

La tectofacies de cizalla es una roca de falla en régimen dúctil, tiene una matriz foliada pelítica que engloba "peces" tectónicos de otras litologías, como areniscas, cuarzos de exudación, brechas e incluso clastos de la propia matriz, y presentan indicios de deformación dúctil como acintamientos, sigmoides y pliegues disruptados. Es el resultado de un proceso tectónico continuado en una fractura de cizalla con transposiciones progresivas de la propia fractura. En la zona central de la cizalla sólo aparece en los niveles con litologías previas finamente laminadas como algunos estratos de Bancos Mixtos y los calcoesquistos de la Caliza Urbana. Esto es una prueba de que las condiciones de presión y sobretodo temperatura en la zona central favorecen más los mecanismos dúctiles como estiramientos de la serie que las fracturas.

Los pliegues intramiloníticos muy evolucionados son poco frecuentes en esta Zona de Cizalla, siempre que no se considere los pliegues mayores y menores como tales. Aunque realmente son pliegues intramiloníticos cuyo grado de acortamiento no ha superado el límite del plegamiento concéntrico y por tanto no ha pasado a fases posteriores de aplastamiento y rotación del eje. Los pliegues clásicos como "sheat-folds" sólo aparecen en las zonas de tectofacies de cizalla citadas anteriormente.

En realidad todas las estructuras de esta zona de cizalla son extensionales, aquí se incluyen sólo las estructuras a escala de afloramiento, propias de este tipo de deformación. Se ha observado desde una fracturación en "fichas de dominó" de un estrato a la más frecuente, que se encuentra en toda la zona pero especialmente en la zona interna (Ctra. Los Mochuelos) y Arroyo Gutarrayas, como es el "boudinage" de los estratos cuarcíticos, cuyos huecos se llenan de cuarzo blanco y tienen una dirección general E-O.

En resumen, la segunda fase hercínica en esta Hoja viene definida por una banda de cizalla de dirección N90°-70°E, buzamiento al N y cinemática que indica siempre movimiento del bloque de techo hacia el S-SE. En esta Hoja sólo se observa el límite de techo y no se sabe dónde está el muro. El límite de techo al norte es gradual, empieza con repliegamiento de los pliegues de la F1. Al Sur, el límite está marcado por una falla normal buzando al S, que se ha interpretado como un despegue hacia el Sur, que produce una intensa deformación de cizalla y metamorfismo de alta T en el autóctono.

La banda de cizalla tiene una anchura mínima de 4 Km desde donde comienza la foliación milonítica y produce una deformación a todas las escalas que borra por completo la F1. Se caracteriza por pliegues asimétricos vergentes al Sur, una foliación milonítica de tipo SC que llega a protomilonizar con una foliación planar muy penetrativa y estiramiento de las formaciones rocosas en las proximidades del accidente de despegue. Lleva asociado un metamorfismo de alta T en el bloque de muro paralelo al accidente de despegue, con una zonación metamórfica muy apretada que va de la clorita a la andalucita.

Aunque en la extensión de una Hoja sólo se pueden hacer hipótesis regionales, esta fase encajaría con el modelo de despegue de Tipo II de LISTER and DAVIS (1989), que consiste en una serie de fracturas sucesivas progresivamente más frágiles, con deformación dúctil (foliación milonítica) en el bloque de muro y fracturación en el de techo, sin que se pueda afirmar sin estudiarla en su conjunto que la Z.C.E. SE-PG constituya un "core complex".

Esta deformación coincide con los despegues reconocidos en la zona de Salamanca y el Sistema Central, en donde, según los autores citados, esta fase obedece a un colapso extensional del orógeno hercínico subsecuente al engrosamiento cortical producido por la primera etapa de deformación hercínica (F1).

5.2.2.3.- Tercera fase de deformación

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS et al. (en prensa), PALERO (1993) y ORVÍZ et al. (1975). Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100°-120°E, plano axial subvertical que van acompañados de pliegues menores y que llevan asociado un clivaje de crenulación. En esta región se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros. Se caracterizan por que obedecen a un elipsode de deformación, y por tanto de esfuerzos, con una orientación (del eje de compresión máxima) casi E-O, oblicua a la que dio lugar a la configuración de la F_1 .

En la parte meridional de la ZCI (MATAS et al., *en prensa*) la deformación se concentró principalmente en bandas de cizalla de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido de desplazamiento sinistro y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextro. Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estructural al que afecta y a la litología de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistra de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en el Macizo Ibérico meridional.

Ni en esta Hoja ni tampoco en las aledañas se han detectado las bandas de cizalla sinistra tardías, aunque se han atribuido a esta fase las estructuras que pliegan a las de F_1 , en su mayor parte pliegues suaves de dirección E-O que aquí se han asimilado a la F_2 . La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

5.2.2.4.- Etapas de fracturación tardihercínica

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas hercínicas, se comporta como un zócalo rígido frente esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes.

En esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios metalogenéticos en los campos filonianos del distrito minero Linares-Santa Elena-La Carolina. Sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejuegos de fracturas previas.

RÍOS (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°E y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1993) atribuye la familia de filones de direcciones N70°-90°E a la segunda fase hercínica. LILLO (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS et al. (en prensa) atribuyen la fracturación tardihercínica principal del Domo Extremeño al sistema conjugado que responde a una compresión N-S.

Además de lo citado hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de granitización con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada como un emplazamiento controlado por una cizalla dextro de escala crustal y dirección N120°-130°E, en régimen transensivo. Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA et al., (2000), han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsode de deformación gira en sentido dextro.

En esta Hoja las etapas de fracturación tardihercínicas se pueden agrupar en cuatro familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones. Las etapas son: Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación. Fracturas de dirección NO-SE. Fracturas del sistema tardihercínico conjugado. Y fracturas N-S.

Las fracturas asociadas a la segunda etapa, como ya se han descrito, tienen direcciones comprendidas entre N70°-90°E y se dividen en dos grupos los cabalgamientos con vergencia S y las fallas normales hacia el Sur (Baños de la Higuera-Cortijo Lázaro). El hecho de que coexisten estructuras tan dispares como milonitas y fallas frágiles, es característico de las fallas extensionales donde la deformación dúctil se concentra en la zona central de la cizalla. Son fracturas que forman corredores uniendo lateralmente y con recorridos plurikilométricos. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles. Se concentran en la zona de cizalla. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante. En esta Hoja prácticamente todas las fracturas llevan rellenos de cuarzo, y las mineralizaciones están todas en las partes internas de la zona de cizalla con indicios explotados en las Hojas colindantes. Las mineralizaciones son del tipo BPG y encajan en fracturas de direcciones variadas, probablemente por concentraciones en rejuegos tardios.

El siguiente sistema representado en la Hoja es el sistema tardihercínico conjugado en todo el Macizo Ibérico meridional (MATAS et al., en prensa), se trata del sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Este sistema de fracturación tardío, es posterior a todas las deformaciones descritas anteriormente y está representado a todas las escalas en la zona de trabajo, y probablemente en todo el Macizo Ibérico Meridional.

Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles, uno NNO-SSE de desgarre sinistro y otro principalmente NNE-SSO de desgarre sinistro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de “kink-bands” de la misma orientación.

En el marco de Hoja aparece homogéneamente repartido y son especialmente patentes cuando afectan a los niveles arenoso-cuarcíticos. Tienen corridas de varios kilómetros y desplazamientos decamétricos.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. En esta sólo se observan brechas de falla probablemente causadas por rejugos posteriores.

Estos dos conjuntos responden a un sistema conjugado de fracturación, con direcciones de compresión máxima aproximadamente N-S, compresión mínima (extensión) E-O y el eje intermedio en la vertical.

Ligado a este sistema conjugado hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele llenar las fracturas de dirección NE-SO. Estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional, y con frecuencia van acompañados de mineralizaciones de sulfuros. El mejor ejemplo de este tipo es la fractura del Cortijo de Pedro Tito-El Yesar.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales, pero en esta Hoja y áreas aledañas, da importantes saltos en cartografía. Son fallas normales con buzamiento tanto al Este como al Oeste, no se ha podido observar los planos de falla, y tienen rejugos en la fracturación alpina. Este sistema está muy bien representado en la Hoja por dos fracturas que han rejugado en el alpino. Una es la falla del Yesar en la esquina NO de la Hoja y la otra la de Chiclana de Segura. La del Yesar es una fractura N50°E que en el alpino ha rejugado como normal hacia el E, con un salto equivalente a la potencia del Trias en el área. Tiene actividad hidrotermal que indica rejugos en época neotectónica. La de Chiclana, N30°E ha rejugado normal hacia el oeste con menos saltos que la anterior, pero también importante.

5.2.2.5.- Edad de las etapas de deformación hercínicas

Aunque ya se ha argumentado en los apartados anteriores, aquí se resumen las acotaciones de edad alcanzadas en esta Hoja y zonas próximas. Hay dos interrupciones en la secuencia sedimentaria con paraconcordancia de los materiales suprayacentes, en el Ordovícico superior y en el Devónico medio, que deben ser respuestas locales de las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica, la última en concreto se corresponde con la edad de la primera fase de deformación detectada al Sur de la Zona de Ossa-Morena.

La primera etapa es anterior a los depósitos discordantes, que afloran en esta Hoja, pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida, como Tournaisiense superior-Namuriense inferior (QUESADA, C. 1992). La segunda fase es sincinematíca, ya que sus últimos movimientos afectan a estos depósitos, lo que está avalado por los datos de dataciones absolutas con Rb-Sr y Sm-Nd realizadas en el "stock" de Santa Elena por LARREA et al., (1999), que le atribuyen una edad de 331±34 Ma., es decir, que con los datos de campo se elige el límite más moderno (Westfaliense).

Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos) continentales y discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes, y cuya edad es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

Las dos primeras etapas de fracturación se produjeron también en este periodo de tiempo, y las otras dos son mucho más tardías, probablemente durante el episodio "Alpino Precoz" de DOBLAS et al.(1994), de edad permotriásica.

5.2.2.6.- Deformación alpina

En esta Hoja y las aledañas, está el borde meridional del Macizo Ibérico, el límite lo marca la discordancia de los materiales triásicos sobre las rocas paleozoicas fuertemente estructuradas. Una característica de este sector es el paralelismo de las estructuras hercínicas con la citada discordancia. El Paleozoico constituye el antepaís respecto al orógeno hercínico, y se ha comportado como un zócalo rígido en donde sólo se da una tectónica de fractura y movimiento de bloques. La base erosiva de la discordancia, la horizontalidad y la ausencia de deformación del Trias, confirman lo anterior, por tanto el citado paralelismo significa que las estructuras hercínicas han condicionado los depósitos triásicos, lo que implica que con toda probabilidad se produjo una fracturación en la etapa extensional de creación de cuenca condicionada por la fracturación hercínica previa. En esta Hoja, y zonas próximas del límite entre el paleozoico y el Prebético, hay un sistema de fracturación muy bien desarrollado que afecta a los materiales del Trias y paleozoicos. Tiene direcciones comprendidas entre N60°-90°E, y en general, son normales con el bloque meridional hundido respecto al N. Se corta en el PK 1,5 de la carretera local de El Campillo-Chiclana de Segura, la falla de El Campillo, que podría ser el prototipo de esta fracturación, generalmente poco visible por la friabilidad de los materiales que corta y la fuerte alteración que conlleva.

Se trata de una fractura frágil con superficies N70°-40°E buzando 70° al Sur, con estrías de rozamiento N-S/70°S. Lo importante es que desarrolla una zona tectonizada de unos 100 m de espesor con cementación carbonatada muy importante. Hacia el Este, la superficie presenta un alabeo que hace superponer el paleozoico sobre los materiales del Trias.

En la falla extensional se observan alteraciones y cementaciones carbonatadas en algunos tramos, lo que se puede interpretar como actividad en época alpina, esto se observa bien en las fallas de Higueras y Venta de la Sal.

La coincidencia de las direcciones de la ZCE SE-PG con esta fracturación, permite suponer que hay una relación estructural, probablemente el despegue extensional implica una discontinuidad cortical importante, que se reactiva en los tiempos alpinos.

Por último, cabe citar que en la zona de cizalla (ZCE SE-PG) hay un punto de aguas termales. En el Balneario de la Híguerilla (498.050; 4.241.400) que cerró en 1945. Tenía pozo y manantial con un caudal de 0,2 l/s y sus aguas son sulfatadas cálcico-sódicas. Este punto junto con otras surgencias termales próximas, indican que en esta zona de cizalla ha permanecido activa hasta la época neotectónica.

5.3. ESTRUCTURA DE LA COBERTERA TABULAR Y DEL PREBÉTICO EXTERNO

En la hoja de Beas de Segura predominan los terrenos Mesozoicos y Terciarios correspondientes en su mayor parte a la unidad morfoestructural denominada *Cobertura Tabular y a la cuenca de Antepais del Guadalquivir*, mientras que en el este y sureste de la hoja aflora la Unidad morfoestructural del *Prebético de las Sierras de Alcaraz y Cazorla*.

Desde el punto de vista estructural la *Cobertura Tabular* es la más sencilla, dado que tal como su nombre lo indica, los sedimentos Triásicos, Jurásicos y Terciarios cubren los relieves paleozoicos de un modo bastante uniforme y se presentan en general horizontales, con pequeños basculamientos debido a la presencia de fallas que en algunos casos han actuado durante los procesos de sedimentación.

La *Cuenca de Antepais del Guadalquivir* se originó durante la evolución neoalpina de la Cordillera Bética debido al desplazamiento de mantos tectónicos hacia el NW y sus sedimentos aparecen mayormente sobre los terrenos mesozoicos de la Cobertura Tabular. Mientras que los del borde oriental están implicados en las escamas del Prebético Externo.

El *Prebético de las Sierras de Alcaraz y Cazorla* presenta su típica estructura de imbricación de cabalgamientos, constituidos por una serie de escamas, que hacia el sur se continúan en las hojas de Villacarrillo y Cazorla. Es interesante destacar la presencia de una banda de unos 2 a 3 km de ancho en el borde frontal occidental de esta Unidad, en donde los cabalgamientos son en general poco potentes, teniendo en algunas zonas menos de cien metros de espesor. Además, se presentan bastante verticalizados, comparándolos con los del resto de la zona, hacia el sector oriental.

La evolución tectónica de la región Prebética de la hoja de Beas de Segura se puede sintetizar analizando la evolución del margen continental sudíberico comenzando con las etapas distensivas y finalizando con la deformación principal de la Cordillera Bética (VERA, J.A. et al. 2004).

La distensión cortical comenzó en el Triásico inferior con un primer episodio de fracturación intracontinental que dio inicio a la apertura del Atlántico. La principal etapa distensiva se produjo posteriormente durante el Jurásico, especialmente hacia el límite Carixiense-Domeriense, cuando se inició el episodio (GARCÍA HERNÁNDEZ et al. 1980; Vera, 2001) que diferenció el Subbético del Prebético. Esta etapa extensiva continuó hasta el Cretácico inferior.

Posteriormente se mantuvo en el margen sudíberico un periodo de transición hasta el comienzo de la tectónica compresiva del Paleógeno. Este paso de un margen pasivo a otro convergente sucedió cerca del límite Cretácico-Terciario. Posteriormente, entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior se produce la colisión oblicua de las Zonas Internas (Dominio de Alborán) con el paleomargen sudíberico. Durante este periodo la cobertura sedimentaria de las Zonas Externas Béticas sufre una intensa estructuración formando un cinturón de pliegues y cabalgamientos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado, como ya se ha descrito, en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ et al. (op.cit.), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la discordancia (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Ashgill). Por tanto, se trataría de dos megacírculos; el inferior de Ordovícico Inferior a Superior (pro parte) y el superior Ordovícico Terminal a Devónico Inferior. En sectores próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en conformidad cartográfica. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megacírculo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

Hay un consenso general de la mayoría de autores en considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico Superior.

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Ashgill), y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas que se acrecientan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO et al. (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (U.T.S.) en Montes de Toledo y Zona Surecentroibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan como respuesta a los movimientos cíclicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética en el conjunto de esta Hoja y en las aledañas, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD), MITCHUM (1977-1985), VAIL et al. (1977), VAIL (1987), POSAMENTIER et al. (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Cuarcita Botella, Cuarcita de Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (H.S.T.) ("highstand-systems tract"), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo "destrutivo", con reciclado de los siliciclasticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies "hummocky" (H.C.S.), GABALDÓN (op.cit.), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alterancias El Caño, Boneos Mixtos y Alterancias Malva), como depósitos de "shelf-margin systems tract" (S.S.T.).

Algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el H.S.T. de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza de Urbana" y la del Devónico Inferior.

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma ("shelf margin systems tract") (S.S.T.) y "transgresive system tract" (T.S.T.), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

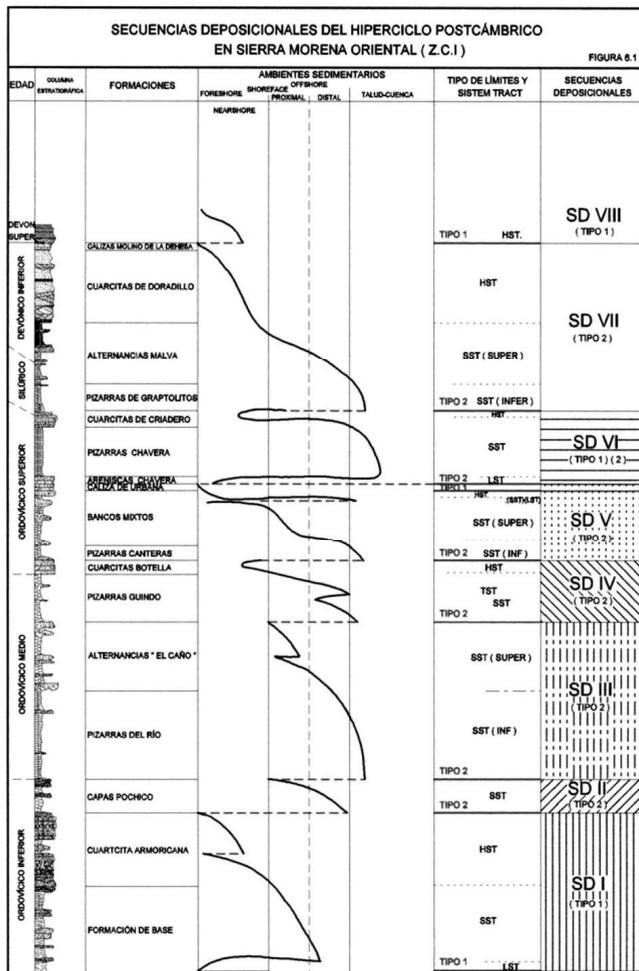


Figura 6.1. -Secuencias deposicionales del hiperciclo postcámbrico en sierra morena oriental

QUESADA, C. (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Hespérico en el que considera la Zona Centrobética (Z.C.I), donde se ubica el área de estudio, como el “terreno (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana”. Sobre dicho promontorio “se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.) durante la Orogenia Cadomiense, de tal forma que la Zona Surcentrobética se configura como una cuenca de antepais, en la que se alojaron en primera instancia, los materiales del Hiperciclo Anteordovícico de edad Alcudiense inferior-Cámbrico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogenia Cadomiense.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma siliciclastica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series no aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico Inferior y Medio.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la Z.C.I., donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

El evento descrito, va acompañado por vulcanismo, mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megacírculo de facies grano y estratocreciente, en una situación “regresiva” y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico Inferior, como sucede en gran parte de la Zona Surcentrobética occidental. En el ámbito de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónico) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclasticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasnense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuenal, GUTIÉRREZ MARCO, et al. (op.cit), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal en la ZCI y coetáneo con el primer episodio de deformación de la ZOM.

En esta Hoja y en discordancia con distintas formaciones Silúricas y Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior.

Este hiperciclo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en un margen continental pasivo. Este episodio sedimentario se ha interrumpido por la Orogenia Hercínica.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico Medio. La primera fase (F1), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce durante una etapa variable, que con los datos regionales de edad absoluta y de los sedimentos postorogénicos, se puede establecer entre el Devónico Superior y el Carbonífero inferior.

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical que provocó un colapso extensional con fracturas de despegue extensional, que son las estructuras atribuidas a la F₂ en la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del “stock” granítico de Santa Elena, datado por LARREA et al. (1999) en 331 ± 34 M.a., y el depósito sincinemático de los materiales del Culm. Esta edad, aunque poco precisa, no discrepa de la propuesta por VALVERDE VAQUERO et al. (1996) para el evento extensional que durante el Viseense Superior-Namuriense sufrió la ZCI.

Finalmente, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos), en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, se han cartografiado unos afloramientos de tamaño muy reducido, constituidos por conglomerados polimicticos y cuya edad establecida es de Carbonífero Superior (Westfaliense D-Estefaniense). Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hiperciclo Postcámbrico.

Por correlaciones regionales, se puede afirmar que estos depósitos son posteriores a las tres fases dúctiles de la Orogenia Hercínica y, probablemente, a las 2 primeras de fracturación frágil.

El periodo de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores al Carbonífero Superior y pueden llegar hasta el Pérmico, ya que afectan al conglomerado discordante de edad Carbonífero Superior. En su conjunto se han descrito como sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Hercínica, el área debió quedar emergida y sometida a una fuerte erosión. El registro sedimentario del Paleozoico plegado constituyó el antepais y el área fuente de la cual proceden la mayor parte de los materiales, de carácter fundamentalmente detrítico, constitutivos del Triásico.

La erosión anterior no alcanzó el estado de peniplanificación ya que cuando se inició la etapa de subsidencia previa, necesaria para la acomodación de los depósitos triásicos, posiblemente, los sectores topográficamente más elevados no formaban parte del medio receptor o zona de acomodación.

Durante el Triásico la zona de estudio, queda predominantemente encuadrada en el dominio siliciclastico que contorneaba Iberia y que hacia el Tethys pasaba a depósitos costero y marinos someros (Castillo-Herrador 1974). El desmantelamiento de las zonas emergidas (zonas positivas) compuestas de rocas metamórficas e ignias, proporcionó materiales detríticos que depositaron sistemas de abanicos aluviales (conglomerados de la base) y sistemas fluviales: niveles de areniscas.

Aunque posiblemente relacionado con el proceso general de rifting que se inició en el Pérmico y condicionó de forma notable la distribución de facies del Triásico en parte de Iberia, p.e. la Ibérica, la realidad es que en la zona cuyo estudio nos ocupa, los materiales del Triásico, en especial los inferiores, se depositaron fosilizando una zona bastante peniplanizada formada por rocas del Paleozoico y, en menor proporción, rocas ignias.

La edad atribuida a estos materiales es variable de acuerdo a los escasos trabajos publicados sobre esta zona. FERNÁNDEZ et al. (1994) admiten una edad Ladinense para el inicio de la sedimentación Triásica, mientras que LÓPEZ-GÓMEZ et al. (2000) citan esta edad para el "Muschelkalk inferior", ausente en esta zona, y que habría que suponer que tienen equivalentes detríticos en cambios de facies.

Las dolomías tableadas en facies Muschelkalk se corresponderían con el ciclo transgresivo del Ladinense. Esto lleva a pensar que los materiales detríticos rojas infrayacentes puedan ser de edad Anisiense o incluso más antiguas "Scythiense".

La edad de los materiales de la facies Keuper, siempre distingible por la presencia de eaporitas no presenta dudas ya que BESEMS (1981), BESEMS Y SIMON (1982) SOLÉ DE PORTA y ORTÍ (1982) VILLAR (1989), TORRES (1990) en base a datos palinológicos, sitúan la Facies Keuper en la zona secatus-densus que representaría una edad Carniense (VISSCHER y KRISTYN, 1978).

Tampoco hay dudas sobre la edad de las dolomías tableadas que configuran el techo de los depósitos del Triásico (Fm Dolomias Tableadas de Imón (GOY Y YÉBENES (1977) = Fm Zamoranos (PÉREZ-LÓPEZ (1991) que tienen una edad Noriense, aunque no habría que descartar que la parte alta del Keuper también tenga una edad Noriense (ORTÍ 2004).

A la vista de estas consideraciones sobre la edad de los materiales del Triásico, se pueden realizar las siguientes consideraciones:

Los desequilibrios del macizo varisico ligadas al rifting Permotriásico, propiciaron la erosión de las áreas paleozoicas emergidas, permitiendo, en el Triásico medio, el Scythiense no ha sido aracteizado en la zona, el desarrollo de abanicos aluviales poco penetrativos que suavizaron la paleotopografía existente en la zona de depósito.

Posteriormente se instala un sistema fluvial de canales laxos muy divagantes, que puntualmente transportan cargas importantes de sedimentos arenosos. Se producen fenómenos de acreción vertical y lateral pero la llanura aluvial lutítica se preserva extensamente, de forma que las lutitas resultan ser la litología dominante, la mineralogía de las arcillas revela, en general un predominio de las illitas detríticas, procedentes de la intemperización de las pizarras paleozoicas. El Triásico se ha interpretado como un paradigma de paleoclimas tropicales áridos: las edafificaciones de las lutitas de la llanura aluvial: nodulos y láminas de caliche, decoloraciones hidromórficas confirman esta hipótesis. Se registran encharcamientos ocasionales de la llanura de inundación con depósito de dolomías arenosas ocasionalmente con altos contenidos en hierro (ferrodolomias).

El primer episodio transgresivo del Triásico, de edad Anisiense, no ha quedado reflejado en la zona, al menos no como sedimentos marinos (dolomías), aunque el cambio de nivel de base podría haberse reflejado en la arquitectura de las secuencias de depósitos analizados.

La trasgresión del Ladinense sí queda registrada en forma de dolomías tableadas, que fue seguida de un episodio regresivo, en facies Keuper, en el que se separan dos ciclos de primer orden, separados por una intercalación detrítica, Fm areniscas de Manuel, localmente visibles en la zona. El ciclo más moderno incluye la parte alta del Keuper y la F. Dolomías Tableadas de Imón.

Durante el Lías-Dogger, en la zona suroriental del área cubierta por la hoja de Beas de segura se estableció una plataforma de carbonatos muy somera con ambientes submareales a supramareales donde la tasa de sedimentación fue relativamente elevada. La sedimentación en esta plataforma se produjo con escaso o nulo control tectónico.

Durante la evolución neopalina de la Cordillera Bética, se produjo un desplazamiento de mantos tectónicos hacia el NW. El apilamiento de estos mantos junto con la flexura del basamento, dio origen a la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir en el Neógeno. De forma simultánea a esta cuenca, se produjeron otras de la misma edad, sólo que en régimen extensional en las zonas más internas del Orógeno.

El análisis de la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir, se ha desglosado en seis etapas comprendidas entre el Mioceno medio-superior y el Plioceno (ROLDÁN, 1995).

Los sedimentos que se depositaron sobre el antepaís durante las dos primeras etapas (Langhiense a Tortonense inferior), están cubiertos por otros más recientes, por lo que su situación y disposición sobre la Meseta, han tenido que ser deducidos a partir de datos de subsuelo. Los materiales que se depositaron durante la tercera etapa están bien representados en la Hoja de Beas y pertenecen al Tortonense superior. La sedimentación posterior a esta última edad se produjo a partir del meridiano de Mengíbar, en una posición más oriental y fuera de este sector.

El desplazamiento hacia el NW del Prebético indujo a que en el Tortonense el mar invadiera la Meseta. Durante este tiempo, a través de la Cuenca del Guadalquivir, el Océano Atlántico seguía comunicado con el Mediterráneo por el Estrecho Nordbético.

La secuencia deposicional que se originó durante este tiempo, estaba constituida por un conjunto de sistemas deposicionales, cuya disposición y evolución, estuvo marcada por las variaciones relativas del nivel del mar y los avances del frente Prebético. La secuencia sedimentaria en el “foredeep” pudo variar su espesor en función de la migración del depocentro. Los datos de subsuelo revelan la existencia de cuerpos progradantes hacia el centro de la cuenca.

Cuando se formaron las escamas tectónicas, inducidas por el movimiento del Prebético, las láminas resultantes individualizaron pequeñas cuencas satélite (de tipo “piggy-back”), que en esta Hoja quedaron como afloramientos relictos sobre el Prebético

Al final del Tortoniano el progresivo desplazamiento del Prebético hacia el norte y oeste, al que acompañaron nuevos levantamientos de las Zonas Externas, provocó una elevación de la parte oriental de la cuenca. Igualmente la extremidad oriental de la cuenca se vio afectada por el cabalgamiento Prebético, que desarrolló el complejo de escamas de la Sierra de Cazorla. Este complejo de escamas estaría relacionado con un importante cabalgamiento basal, que según GUEZOU et al. 1991, conectaría con el Subbético y que denominan “Cabalgarito Bético Basal”, si bien los mencionados autores lo sitúan algo más tarde, de edad Messiniense. Este proceso acabó con el cierre definitivo del Estrecho Nordbético y la pérdida de comunicación entre los dominios Atlántico y Mediterráneo por la Cuenca del Guadalquivir.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Los recursos minerales dentro la hoja de Beas de Segura corresponden a rocas industriales y se restringen a unas pocas canteras de áridos de reducido tamaño. Hay unas de áridos de machaqueo, que se localizan en las dolomías jurásicas, y otras de áridos naturales, que se encuentran en los materiales terrígenos triásicos y en los aluviales cuaternarios, estando la mayor parte de ellas inactivas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1.-Climatología

En la hoja de Beas de Segura existen 10 estaciones pluviométricas del Instituto Nacional de Meteorología (INM) distribuidas más o menos uniformemente (Cuadro 7.1.). Las condiciones climáticas sobre temperatura y precipitación se describen a partir de la información suministrada por el esquema climático incluido en el plan de actualización del Mapa Geológico Nacional.

La hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 500 mm y 900 mm con mínimos situados en el valle del río Guadalimar, donde se localizan las cotas más bajas, y un incremento hacia el este del río, que está relacionado con el aumento de cota en esa dirección.

Los valores de las isotermales se encuentran comprendidos entre 14°C y 17°C, condicionados, como es lógico, por la altitud. Los máximos se registran en torno al valle del río Guadalimar, y los mínimos en dirección este hacia la Sierra de la Villas.

Los datos disponibles sobre la evapotranspiración potencial (ETP) media anual proceden del Plan Hidrológico del Guadalquivir (CHG, 1995) y corresponden al periodo 1942-1988. Los valores medios de ETP están comprendidos entre 750 mm y 850 mm.

ESTACIÓN	NOMBRE	PERÍODO	PRECIPITACIONES		
			Año seco	Año medio	Año húmedo
5180E	Beas de Segura “Los Perales”	1960-95	531	621	669
5181	Arroyo del Ojanco	1960-95	445	533	577
5200	Chiclana de Segura “Llano Vela”	1960-95	420	499	545
5202	Beas de Segura	1960-95	525	617	665
5204	Chiclana de Segura	1960-95	528	642	693
5205	Chiclana de Segura “Camporredondo”	1960-95	401	497	538
5207	Sorihuela del Guadalimar “C. de A.”	1960-95	488	598	645
5208	Castellar de Santisteban “La Parrilla”	1960-95	555	659	726
5209	Castellar de Santisteban	1960-95	539	644	696
5210	Villanueva del Arzobispo “Cámara Agraria”	1960-95	551	658	719

Cuadro 7.1. Resumen de datos pluviométricos.

7.2.2.- Hidrología superficial

La hoja se encuentra ubicada dentro de la Cuenca del Guadalquivir, en su área de cabecera. El río Guadalimar condiciona el drenaje superficial de la mayor parte de ella, atravesándola de NE a SO, aunque la esquina SE aparece surcada por el río Guadalquivir y la NO por el río Montizón.

El principal afluente del río Guadalimar es el Guadalmena, que se une a él dentro de la hoja, en su esquina NE. El Guadalmena está regulado por el embalse del mismo nombre, cerca de la hoja aunque fuera de ella. Este embalse tiene una capacidad de 346 hm³ con un volumen anual medio regulado de 103 hm³ (CHG, 1995). Otro afluente importante del Guadalimar dentro de la hoja es el río Beas, de caudal permanente, pues recoge descargas subterráneas procedentes del acuífero de la Sierra de Cazorla en su zona septentrional.

El río Guadalquivir está regulado cerca de la hoja, pero fuera de ella, por el embalse del Tranco, uno de los embases de regulación general más importantes de la cuenca, con 500 hm³ de capacidad y un volumen medio anual regulado de 193 hm³.

7.2.3.- Características hidrogeológicas

Los principales materiales permeables que aparecen en la hoja corresponden a carbonatos jurásicos que forman parte de las Masas de Agua Subterránea (MAS) 05.01 Sierra de Cazorla y 05.23 Úbeda. Estos materiales están formados básicamente por dolomías y en menor medida por calizas y presentan elevada permeabilidad por fisuración y karstificación.

CÓDIGO IGME	TIPO S=sondeo	M=manantial	TOPONIMIA	COTA	CAUDAL (l/s)	PROF. (m)	ACUÍFERO
213510011	S		Virgen de Consolación (apoyo al abast. de Castellar de Santisteban)	720	--	60	Jurásico de la Loma de Úbeda
213510012	S		Virgen de Consolación (apoyo al abast. de Castellar de Santisteban)	720	--	180	Jurásico de la Loma de Úbeda
213520005	M		Balneario La Higuerrilla	620	0,2	--	Areniscas del Triás
213540008	M		Fuente El Manzano	720	2	--	Beas de Segura
213540015	M		Linarejos	800	5	--	Beas de Segura
213540016	M		El Zangullo	550	10	--	Beas de Segura
213550005	M		El Tobazo	470	5	--	Jurásico de la Loma de Úbeda
213550007	M		La Teja	440	2	--	Jurásico de la Loma de Úbeda
213550008	M		Castañetas	460	2	--	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570008	M		Fuente Manoterias	660	5	--	Beas de Segura
213570020	S		Martín Cano (Las Moratillas)	860	--	217	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570024	S		Moralejo	765	--	210	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570025	S		Mataviejos	690	--	190	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570026	S		Hoya del Quemado	900	--	260	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570028	S		Piedras Rubias	825	--	240	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570030	S		Moralejo	780	--	180	Jurásico de la Loma de Úbeda
213570035	S		Las Erruelas de Arriba	941	--	280	Jurásico de la Loma de Úbeda
213580002	M		Cortijo Las Albercas	660	2	--	Beas de Segura
213580006	M		Fuente de Juanico	740	4	--	Beas de Segura
213580007	M		Arroyo Valparaiso	660	4	--	Beas de Segura
213580010	M		Arroyo de Gútar	880	20	--	Beas de Segura
213580011	M		Fuente Iba	660	5	--	Beas de Segura
213580012	M		Los Caldicas	680	5	--	Beas de Segura
213580013	M		La Tiesa	655	3	--	Beas de Segura
213580015	M		Virgen de las Angustias, de la Presentación y de la Esperanza	680	2	--	Sierra de Cazorla
213580017	M		Arroyo del Chillar	930	5	--	Sierra de Cazorla
213580018	M		Arroyo Chincolla	730	5	--	Sierra de Cazorla

Cuadro 7.2. Principales puntos de agua de la hoja de Beas de Segura

Por otra parte, también son permeables los materiales detriticos aluviales asociados a los ríos, en especial los depósitos relacionados con el río Guadalimar, si bien debido a su escaso espesor, su capacidad de almacenamiento de agua es bastante limitada. Su permeabilidad se debe a porosidad intergranular.

Finalmente, presentan interés hidrogeológico los niveles de areniscas y conglomerados del Triásico que son explotados por algunos sondeos para regadio de olivar e incluso en algún caso para apoyo al abastecimiento de núcleos urbanos, como ocurre en Castellar de Santisteban.

En el Cuadro 7.2., se resumen los principales puntos de agua incluidos en la hoja.

Masa de Agua Subterránea 05.01 Sierra de Cazorla

Se incluyen en esta MAS todos los relieves calizo-dolomíticos de las Sierras de Cazorla y las Cuatro Villas alineados en dirección NE-SO, con una superficie total de afloramientos permeables cercana a 400 km², si bien en la hoja sólo aflora un sector de su parte septentrional.

En función de su estructura se diferencian dos conjuntos de acuíferos, los denominados *acuíferos de Beas de Segura* y los *acuíferos de Cazorla s.e.* que coinciden con los afloramientos de las Unidades Geológicas del mismo nombre definidas por LÓPEZ-GARRIDO (1971).

Dentro del conjunto de *acuíferos de Beas de Segura* se han diferenciado dos sectores: el Sector de Beas de Segura s.e. y el Sector de la Sierra de las Villas situado más al sur (IGME-DGOH, 2001; RUBIO-CAMPOS et al., 2001) cuya principal diferencia consiste en el grado de intercalaciones arcillosas existentes, mayores en el primero. El Sector de Beas de Segura es el que aflora dentro de la hoja, tiene una extensión de 135 km² de los que sólo 54 km² son permeables. Debido a la existencia de niveles arcillosos, las cotas piezométricas presentan gran dispersión así como la posición del nivel estático en sondeos, con valores comprendidos entre 600 y 900 m s.n.m. Las cotas más bajas se ubican en el cauce del río Beas donde se localizan un conjunto de manantiales cuya descarga media supera los 30 L/s dentro de los límites de la hoja, si bien una serie de aforos realizados en el río en los años 1996 y 1997 arrojaron un caudal medio de 543 L/s, que incluye descargas de los acuíferos de Cazorla s.e. Más al sur se sitúa el manantial de arroyo de Gútar con caudales medios en torno a 20 L/s, ubicado a la cota 880 m s.n.m.

En los acuíferos de Beas de Segura se ha producido en los últimos tiempos un importante incremento en la explotación de sus aguas subterráneas con motivo de la sucesiva puesta en regadio de superficies de olivar.

Los carbonatos pertenecientes a los *acuíferos de Cazorla s.e.* afloran sólo en la esquina suroriental de la hoja y están atravesados de E a O en toda su extensión por el río Guadalquivir, que constituye su eje principal de drenaje; aunque existen manantiales también a muy diversas cotas consecuencia de su compleja estructura y de la presencia de materiales cretácicos y miocenos pellizcados en los frentes de escamas de carbonatos.

Dentro de la hoja, en el km 18 de la carretera del Tranco, se encuentra la envasadora de agua “Sierra Cazorla” que capta aguas de los manantiales Virgen de las Angustias, de la Presentación y de la Esperanza, que surgen en los acuíferos de Cazorla.

En el Sector de Beas de Segura s.e. las aguas son de facies bicarbonatada cálcica o magnésica y excepcionalmente sulfatada-bicarbonatada magnésica, con conductividades siempre inferiores a 900 µS/cm.

En el conjunto de acuíferos de Cazorla s.e. la aguas igualmente presentan facies bicarbonatada cálcica o magnésica, si bien con una menor mineralización y conductividades generalmente inferiores a 500 µS/cm.

Masa de Agua Subterránea 05.23 Úbeda

Este acuífero, comúnmente conocido por “acuífero jurásico de la Loma de Úbeda” o “acuífero carbonatado de la Loma de Úbeda” es el que tiene mayor presencia en la hoja. Se trata de un acuífero que ha cobrado gran importancia en los últimos tiempos debido a la elevada explotación de sus recursos consecuencia de la paulatina puesta en regadio de grandes superficies de olivar en la zona.

Ocupa la parte central y occidental de la mitad sur de la hoja, si bien la zona incluida en ella tan solo constituye un pequeño sector de la totalidad del acuífero.

El acuífero jurásico está constituido por dolomías y calizas del Lías de la cobertura tabular de la meseta, poco plegadas, que se sitúan sobre materiales margosos triásicos y hacia el sur aparecen recubiertos por margas del mioceno. La superficie total que ocupa el acuífero es de 878 km² aunque la extensión de sus afloramientos permeables es de 252 km² y su espesor medio es del orden de 100 m (González-Ramón et al., 2007).

El río Guadalimar lo atraviesa de este a oeste, de tal forma que en su margen derecha se ubica la zona libre del acuífero, mientras que hacia el sur, en su margen izquierda el acuífero aparece confinado en su mayor parte por las margas miocenas que se le superponen.

Los carbonatos están perforados por numerosos sondeos, que en ocasiones alcanzan profundidades superiores a 800 m. Su explotación total podría superar actualmente un volumen anual de 30 hm³.

En la hoja solo aflora la zona noroccidental de su parte libre, en la margen derecha del río Guadalimar, y un sector denominado “Sector de Villanueva del Arzobispo” en la margen izquierda. Este sector se caracteriza por presentar una evolución piezométrica diferente al resto del acuífero con el agua situada a cotas notablemente más elevadas. En este sector, los niveles piezométricos descendieron en pocos años hasta casi alcanzar el muro del acuífero, lo que trajo consigo el práctico agotamiento de los sondeos, algunos de ellos capaces de aportar grandes caudales en el momento de su construcción.

Dentro de la hoja no aparecen importantes manantiales relacionados con este acuífero. Los de mayor caudal se sitúan en el entorno del cauce del río Guadalimar a cotas en torno a 450 m s.n.m; puede citarse el manantial del Tobazo con un caudal medio superior a 5 L/s y los manantiales de la Teja y Castañetas con caudales del orden de 2 L/s respectivamente.

La calidad del agua del acuífero es muy variable espacialmente, así como su salinidad con conductividades eléctricas que varían entre 700 y más de 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En su zona libre la facies es bicarbonatada cálcica y evoluciona hacia facies clorurada sódica en las zonas más profundas del acuífero confinado.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

1. Sistema de cabalgamientos del sureste de la Hoja. Cabalgamientos de los materiales del Lias (tramos más blandos cultivados de olivos) sobre calizas y dolomías del Dogger (escarpes).

2. Mioceno de la zona tabular (a) y el involucrado en las últimas escamas prebéticas (b) al Norte de la población de Beas de Segura. En el Paraje de los Morales, en el Cortijo Los Arroturas, situado a 3 km al Noroeste de Beas de Segura, se observa la Discontinuidad Lias-Mioceno en la zona tabular, con la base del Mioceno calcáreo. En el Paraje de Los Albacares, situado a 2 Km al norte de Beas de Segura, en una serie de cabalgamientos imbricados, se observa la facies carbonática del Mioceno involucrada en las escamas, alternando con las dolomías del Lias.

9. BIBLIOGRAFIA

ABDEL, M.A.; ARENAS, R. (1995). "Détachements et tectonique extensive dans le masif hercynien des Rehamna (Maroc)". *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21, nº 23, 383-393.

AGUIRRE, E.; DÍAZ DE MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, nº 5, 7-29. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana (I.L.M., C.S.I.C.), Madrid.

ALAFONT, L. S. (1992). "Notosauros y Placodontos (Reptilia) del Triásico Medio de Bienservida-Villarrodigo". *Instituto de Estudios Albacetenses*, serie I, núm. 60, 131 p.

ALÍA, M. CAPOTE, R., Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". I. *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*; I, 3-30.

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J. E.; FELGUERO, C.; Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73, 193-327.

ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J.; Y SOLÉ, F. J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cárnicos en la mitad suroriental de la zona Centro-Ibérica". II. *Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1, 19-22.

ANDRIEUX, J.; NEBBAD, F. (1996). "El prisma orogénico prebético". *Geogaceta*, nº 20 (4), 810-812.

ARBÉY, F. Y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*; 272, 1721-1723.

ARES YÁÑEZ, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; DÍEZ BALDA, M.A.; ÁLVAREZ, F. (1995). "La prolongación del Despeque de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. Española*, 8 (3), 175-191.

ARRIBAS (1962). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Santa Elena (Jaén)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 60, 243-251.

ARTHAUD, F. Y MATTE PH. (1975). "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25, 139-171.

AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. Y RANGHEARD, (1974). "Rapports stratigraphiques, paléogeographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Géol. France*, XVI, 2, 140-160.

AZEMA, J.; FOUCault, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LÓPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. Y VERA, J. A. (1979). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*; 83 p.

BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34, 109-147.

BAENA PEREZ, J. Y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *IGME. MADRID*; 256 p.

BESEMS, R. E. (1982). "Aspect of Midle and Late Triassic Palynology. 4 Palynological information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet.*, 85, 1-27.

BLATT, H.; MIDDLETON, G.V.; MURRAY, R.C., (1972). "Origin of Sedimentary Rocks". Prentice-Hall New Jersey, 634 p.

BONADONNA, F.P. Y VILLA, J.M. (1984). "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*; 3, 249-253.

BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F.; Y CORNICHET, J. (1988). "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72, 329-336.

BOUSQUET, J. C.; MONTENAT, C. Y PHILLIP, H. (1976). "La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. En: Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán". Universidad de Granada, 59-78.

BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviennes de la Méseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*; 73, 263 p

BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M.; Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, 11, 241-255.

BRENCHLEY P.J.; ROMANO M.; YOUNG T.P. Y STORCH P. (1991). "Hirnantian glaciomarine diamictites; evidence for the spread of glaciation and its effect on upper ordovician faunas". *Advances in Ordovician Geology* (C.R. Barnes y S.H. Williams, Eds.). Geological Survey of Canada, 325-336

BRINKMANN, R. Y GALLWITZ, H. (1950). "El borde externo de las Cadenas Béticas en el sureste de España". Trad. Esp. En: *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, T. 5, 167-290. "Der betsche Aussenrand in Sudost Spanien" *Beitr. Geol. West. Med. Gebeite*, num 10.

BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Fortsch. Geol. Paläont.*; 6, 126 p.

CABRA GIL, P.; DÍAZ DE NEIRA, J. A.; ENRILE ALBIR, A. Y LÓPEZ OLMEDO, F. (1985). "Mapa Geológico de España (2^a serie), hoja nº 764, Munera". IGME, Madrid.

CALVO, J. P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del Sector Central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geol.*, 34, 407-429.

CALVO, J.P.; ELÍZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo: evolución del Estrecho Nordbético". *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, 407-426, Madrid.

CAPOTE, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hércinica". En: *Libro Jubilar, J. M^a Ríos, Geología de España, IGME*. Tomo 2, 17-25.

CARLS, P. (1975). "The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 150, 2, 127-146. Stuttgart.

CARRÉ, D.; HENRY, J.L.; POUPE, G., Y TAMAIN, G. (1971). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeiliens-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a), 12, 774-785.

CHAPUT, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*; 18, 55-66.

CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)". Thèse 3^{er} cycle. Centre d'Orsay. L'Université de Paris-Sud. 156 p.

CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J.; Y TAMAIN, G. (1969). "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "Serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7^a), 11, 613-626.

CHG (1995). "Plan Hidrológico del Guadalquivir". Oficina de Planificación Hidrológica. Ministerio de Medio Ambiente. Inédito

CÓRDOBA, M. A. (1990). "Mineralogía y génesis de los materiales arcillosos del Triás Manchego (Provincia de Ciudad Real)". Tesis doctoral, Univ. Granada, 270 p.

CORRETGE, L.G. (1983). "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. Libro Jubilar, J. M^a Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2: 569-592.

DABRIO, C. J. (1973). "Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)". Tesis doctorales de la Universidad de Granada, 28, 2 vol., 388 p.

DALLMEYER, R. D. Y PIEREN PIDAL, A. P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectono-thermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (I.U.G.S. Project N^o 233), 73-76.

DANTIN CERECEDA, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geogr.*, 76, 129-140.

DELGADO, J.C., MARTÍN-IZARD, A. Y PALERO, F.J. (1988). "Litogeоquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.

DÍAZ DEL OLMO, F., Y RODRÍGUEZ VIDAL, O. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: *Geomorfología de Empresa*. M. Gutiérrez Elorza (Ed). Edit. Rueda, 70-80.

DÍAZ MOLINA, M. (1978). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. De la Sierra de Altomira (Cuenca)". Tesis Doctoral, 370 pp., Universidad Complutense de Madrid.

DÍEZ BALDA, M. A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". En: *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds), 523-534.

DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R.; Y GONZÁLEZ LODERO, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone". En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 172-188.

DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; AYARZA ARRIBAS, P. (1995). "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain)". *Journal of Structural Geology*. Vol. 17, nº 2, 163-182.

DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. Y CEBRIÁ, J.M. (1991).- "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*, 47, 193-205.

DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MANCHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIÁ, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A. (1994a). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, 95-116.

DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPEÑA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; HOYOS, M.; LUNAR, R.; SÁNCHEZ MOYA, Y (1994b). "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta (París)*, 7,1, 1-14.

DOBLAS, M.; RUBIO, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional del centro Peninsular". *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. Vol. 14, 117-122

ELÍZAGA, E. (1994). "Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España". *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 74, 216 p.

ELÍZAGA, E. Y CALVO, J. P. (1988). "Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución". *Bol. Geol. Min.*, 99, 837-846.

EMIG, C.C., Y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1997). "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armorican (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: Analyse des facteurs responsables et signification paléoécologique". *Géobios*, 30, 4, 481-495.

ENRESA (1997). "Estudio de las formaciones arcillosas Triásicas del borde de la Meseta". Informe Interno.

ENUSA (1983). "Informe sobre la exploración de minerales radiactivos en el Sector Beas de Segura-Infantes (Proyecto Trias de Alcaraz)". Informe Interno.

ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorígénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneissico del Tormes (NO Salamanca)". *Geogaceta*, 16, 35-38.

ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994). "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, 117-138.

FERNÁNDEZ, J. (1977). "Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta". Tesis Univ. Granada, 173 p.

FERNÁNDEZ, J. (1984). "Capas rojas triásicas del borde Suroeste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica". *Mediterránea*, 3, 89-105.

FERNÁNDEZ, J. Y GIL, A. (1989). "Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta". *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 113-124.

FERNÁNDEZ, J. Y VERA, J. A. (1973). "Influencia de los paleorrelieves en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, V. 4, 111-128.

FERNÁNDEZ, J.; SANTOS FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "La sedimentación Triásica entre Terrinches y Albaladejo (Ciudad Real)". *Estudios Geol.*, 32, 249-259.

FERNÁNDEZ, J.; DABRIO, C. J. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico de la región de Siles-Alcaraz". III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico de España, Cuenca. Guía de campo, 47 p.

FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000; Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón". IGME.

FORTUIN, A.R., (1984). "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48, 245-261.

FREY, R. W. (1975). "The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in Ichnology". R.W. Frey (Ed.); Springer-Verlag., 562 p.

FUGANTI, A. Y SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 87, 511-521.

GABALDÓN, V. (1990).- "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*, 101, 701-760.

GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*, 101, 827-857.

GABALDÓN, V. Y QUESADA, C. (1983). "Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica". *X Congr. Nac. Sediment. Obrador*, L. (Ed). Menorca, España, Abst.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A.; Y QUESADA, C. (1985). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena". Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM). Temas Geológico-mineros, 7, 101-113.

GARCÍA ABAD, F. J. Y MARTÍN SERRANO, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española)". *Estud. Geol.*, 36, 391-401.

GARCÍA, J. M. Y ÁLVARO, M. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hojas 814 (Villanueva de la Fuente) y 815 (Robledo)". IGME.

GARCÍA-HERNANDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnb.*, 59, 155-168.

GARRIDO-MEGIAS, A., (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)". Tesis Univ. Granada 395 p.

GARRIDO-MEGIAS, A., (1982). "Introducción al análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*, 1, 385-402.

GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; Y PÉREZ LORENTE, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I Congr. Esp. Geol.*, III, 27-46.

GLADFELTER, B.G. (1971). "Meseta and Campiña Landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Depart. of Geography. Research paper nº 130*, 3-204.

GONZÁLEZ DONOSO, J. M. Y LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1970). "Afloramientos miocenos en la Hoja de Orcera (Zona Prebética. Prov. de Jaén)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3, 183-191.

GONZÁLEZ, J.A.; ORDÓÑEZ, S. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1987). "Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera". *Est. Geol.* 43, 227-239.

GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; GOLLONET, J.; RUBIO-CAMPOS, J.C. Y NÚÑEZ, I. (2007). "Los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén)". Instituto Geológico y Minero de España-Asociación Española de Usuarios de Aguas Subterráneas. 56 p. Madrid.

GUÉZOU, J.C.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; COULON, M. Y MOREL, J.L. (1991). "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, V, I, 32-48.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". En: *Geomorfología de España*. Gutiérrez Elorza, M. (Ed.), Editorial Rueda, 1-24.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; HERRANZ ARAÚJO, P.; Y SARMIENTO, G. N. (1995). "Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, 55-59.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; Y PIEREN PIDAL, A. P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 160-171, 1 fig. Heidelberg.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 701 p.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y PINEDA, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Géol. España*, 1, 91-94.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C., Y RÁBANO, I. (1987). "Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*, 98, 647-669.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M.; Y MARTÍN, J. (1985). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 287-319.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSLEY, R.; PROKOP, R. Y MAREK, L. (1992). "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*, 1, 79-81.

HABERFELNER, E. (1931). "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 43, 19-66.

HAFENRICHTER, M. (1979). "Paläontologisch-ökologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". Arb. Paläont. Inst Wuryzburg, 3, 1-139.

HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160, 138-148.

HAMMAN, W. Y HENRY, J.L. (1978). "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armorican et de la Péninsule Ibérique". Senckenbergiana lethaea, 59, 401-429.

HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre biostratigraphie, ökologie und systematik". Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 542, 1-177.

HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. Y SPEARING, D.R. (1975). "Depositional environments an interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences". SEPM. Tuela. Short Course N° 2. 161 p.

HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 39, 205-213. (Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España; 6: 27-39, 1953).

HENKE, W.; Y HUNDT, R. (1926). "Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 39.

HERNAIZ HUERTA, P.; ESCUDER VIRUETE, L.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G. (1996). "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". Geogaceta, 20, 875-878.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Fisiografía del Guadiana". Centro de estudios Extremeños, 13 p. Badajoz.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1949). "La Mancha". Publ. R.A. de Cienc. Ex. Fis. Y Nat., 1-23. Madrid.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano". Mem. Inst. Geol. Min. España. Explicación del nuevo mapa geológico de España; 2 (1), 1-592; (2), 593-848.

HERRANZ, P.; PIEREN, A.P., SAN JOSÉ, M.A. (1999). "El área "Lusitano-Marianica" como una nueva zona del Macizo Hespérico. Argumentos estratigráficos". XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Badajoz.

IGME-DGOH (2001). "Proyecto de Actualización de la Infraestructura Hidrogeológica de las unidades 05.01, 05.02, 07.07. Sierras de Cazorla, Segura y Quesada". Instituto Geológico y Minero de España (Informe Inédito)

JAEGER, H., ROBARDET, M., (1979). "Le Silurien et le Devonien basal dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". Geobios, 12, 5, 687-714.

JAMES, N.P. (1980 a). "Facies models 9: Introduction to carbonate facies models". En: Facies Models, R.G Walker (Editor), 1, 109-119.

JAMES, N.P. (1980 b). "Facies models 10. Shallowing upward sequences in carbonate". En: Facies Models. R.G Walker (Editor), 1, 121-132.

JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provs. de Albacete y Murcia)". Tesis doctoral. Universidad de Granada: 750 p. (Inédita).

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; Y NAVAS CONDE, L.E. (1972). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000". Instituto Geológico y Minero España.

KETTEL, D. (1968). "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". Münster. Forsch. Geol. Paläont; 8: 1-159.

LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A.; MENENDEZ, M. (1999). "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones extensionales: el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de los Pedroches, España)". XV Reun. Geol. Oeste Penins., Badajoz, 147-157.

LAUTENSACH, H. (1967). "Geografía de España y Portugal". Vicens Vives, Barcelona, 814 p.

LILLO, F.J. (1992). "Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)". Ph. Thesis. University of Leeds, 377 p.

LISTER, G.S.; DAVIS, G.A. (1989). "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A". Journal of Structural Geology, Vol. 11, n° 12, 65-94.

LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1969). "Primeros datos sobre la estratigrafía de la región de Chiclana de Segura-Río Madera". Acta Geol. Hisp., 4 (4), 84-90.

LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén". Tesis doctoral. Univ. Granada, 317 p.

LÓPEZ GARRIDO, A. C. Y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1970). "Características sedimentarias de la Formación Chiclana de Segura". Cuad. Geol. Univ. Granada, 1 (1), 17-21.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén". Tesis doctoral. Univ. de Granada. 317 p.

LÓPEZ-GÓMEZ J., ARCHE A., CALVET F. Y GOY A. (1998). "Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the Westernmost part of the Tethys Sea Iberian Peninsula". Zbl. Geol. Paläontol., 1, 1033-1084.

LÓPEZ-GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1992a). "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". Estudios Geol., 48, 123-143.

LOWE, D.R. (1982). "Sediment gravity flows: II Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidite currents". Journal Sediment. Petrol., Vol 52, 279-297.

MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F., Y LÓPEZ GARRIDO, A. C. (1986). "Midle Triassic Bivalvs from de Hornos-Siles formation (Sephardic Province, Spain)". N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 173, 201-227.

MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". Est. Geol., 32, 591-513.

MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. Y DÍEZ MONTES, A. (2000). "Granitic facies and fracture events in the midwest area of Los Pedroches Batholith (Spain)". En: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts: 258-260.

MARTÍN SERRANO, A. (1991). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". Soc. Esp. Geomorf. Monografía 6: 9-26. ITGE-SGE.

MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABAD, F. (1979). "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental". Boletín Geológico y Minero, T. CX-III, 243-252, Madrid.

MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABAD, F. (1979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos". Estudios Geológicos, nº 35, 49-57.

MARTÍN VELÁZQUEZ, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ PASCUA, M.A.; CALVO, J.P. (1998). "Análisis dinámico del Sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". Rev. Soc. Geol. España, 11 (3-4), 369-382.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998). "La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la provincia de Córdoba". Rev. Soc. Geol. España, 11 (1-2), 87-94.

MARTÍN-SERRANO, A. (1991 a). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". Rev. Soc. Geol. España, 4, 337-351.

MATAS, J.; LEYVA, F. Y CABRA, P. (2009) "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 864 (Venta de Los Santos)". IGME.

MITCHUM, R.M. JR, VAIL P.R., SANGREE, J.B. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences in seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon Exploration". Payton C.E. (Ed.), A.A.P.G., Memoir 26, 117-133.

MONTERO, E., MARTÍNEZ, P.E., (1995). "Funcionamiento hidrogeológico del Sistema de las Lagunas de Ruidera". VI Simposium de Hidrogeología (Sevilla). T XIX, 373-389.

MUTTI, E. (1979). "Turbidites et cones sous-marins profonds". In: Sedimentation detritique (Ed: P.Homewood) 1, 353-419.

MUTTI, E., NORMARK, W. R. (1991). "An Integrated approach to the study of Turbidite Systems". En: Seismic Facies and Sedimentary processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer Verlag New York Inc.

ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J.A. Y GARCÍA DEL CURA M.A. (1986). "Sedimentación carbonática actual y paracual de las Lagunas de Ruidera". Rev. de mat. y procesos geológicos, nº 4, 229-225.

ORTÍ F. (2004). "Últimas etapas de actividad del rifting: Sedimentos asociados". En: Geología de España (J.A. Vera Ed.) 492-495. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España.

ORTÍ, F. (1974). "El Keuper del Levante Español". Estudios Geol., 37, 245-246.

ORTÍ, F. Y PÉREZ LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico superior de Levante". III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico España, Cuenca. Guía de campo, 63 p.

ORVIZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1975). "Mapa geológico de España (1975) 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto)". IGME.

PALERÓ, F. J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovicicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.*; 104: 227-242.

PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*.. 14. 79-120.

PARDO, M.V. y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*, N° Extraordinario, 72-81.

PARÍS, F (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northern Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*, 66, 181-209.

PARÍS, F., ELAOUD-DEBBAI, Z., JAGLIN, J.C., MASSA, D. y OULEBSIR, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". En: *Ordovician Odyssey*. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). *Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*, 77, 171-176.

PARÍS, F., ROBARDET, M., DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib.Univ. Oslo*, 280, 41 p.

PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A. P.; VILAS MINONDO, L.; y SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. (1989). "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern.Geo.Congr.*, 2, 590-591.

PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A.; y GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne)". *Réun. Sci.Terre. Clermont-Ferrand*, 11, 145.

PERAN, M., y TAMAIN, G. (1967). "La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. Paris (Serie A)*, 265, 844-847.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

PÉREZ-ARLUCEA, M. (1992). "Características de los sedimentos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladinense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 143-164.

PICKERILL, R.K., ROMANOT, M., MELENDEZ, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.*, 19, 249-269.

PIEREN, A. (1986). "Mobilite du bassin au silurien inférieur dans le synclinal de herrera del duque (badajoz, España)". *Reunion annuelle des sciences de la terre*, 11.

PINEDA VELASCO, A. (1987).- "La Caliza Urbana (Ordovicico Superior) y sus tramos volcanoclasticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*, 98, 780-793.

PORTERO GARCÍA, J. M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C. J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovicico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. España*. 1, 161-164.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL P.R., (1988). "Eustatic controls on clastic deposition-conceptual framework". In: *Sea-level changes: An integrated approach*, Wilgus et al (Eds.). *SEPM. Spec. Public.* 42, 110-124.

POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay). 60 p.

POUPON, G., Y TAMAIN, G. (1969). "Les "Quartzites Campana" et le Néo-Dévonien est-mariquien (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (Serv. D)*, 268, 475-478.

PUSCHMANN, H. (1967).- "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*, 56, 528-542.

QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, J.C. GUTIERREZ-MARCO et al (eds). *Unión de Extremadura*, 173-190.

RÁBANO, I. (1980). "Trilobites del Ordovicico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)". Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid. 163 p.

RÁBANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovicico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233

RAMIREZ MERINO, J. I. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 786 (Manzanares)". IGME.

RAMOS, A. (1979). "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6, 313 p.

REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster, 192 p., Inédito.

RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". Münster. Forsch. Geol. Paläont., 3, 1-144.

RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". IV Congr. Geol. España. Geogaceta; 20(4), 929-931.

RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. Y DE VICENTE, G. (1996). "Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual". IV Congr. Geol. España. Geogaceta; 20 (4), 932-935.

Ríos, L., Y Ríos, S. (1974). "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". Bol. Geol. Min.; 85: 525-527.

Ríos, S. (1977). "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". Bol. Geol. Min., 8, 99-108.

Ríos, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina. Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)". Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid, 271 p.

Ríos, S. (1978). "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". Bol. Geol. Min., 89, 550-561.

Ríos, S. Y CLAVERÍAS, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense Superior del extremo SE de la Meseta Hercinica Española". Bol. Geol. Min., 90, 1-5.

ROBARDET, M. (1981). "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". En: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Hamberg M.J. D Harland Wb. (Eds). Cambridge Univ. Press. 585-589.

ROBARDET M. Y DORE F. (1988). "The late ordovician diamictitic formations from southwestern europe: north-gondwana glaciomarine deposits". Palaeogeogr. palaeoclimatol. palaeoecol., 66, 19-31

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1978). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 841 (Alcaraz)". IGME.

RODRIGUEZ NUÑEZ V.M.; GUTIERREZ MARCO, J.C.; SARMIENTO, G. (1989). "Rasgos bioestratigráficos de ls sucesión silúrica del sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real)". COL-PA, 42 pp 83-106.

RODRÍGUEZ VIDAL, J., Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: Geomorfología de España. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid. 101-122.

ROLDÁN GARCÍA, F.J. (1995). "Evolución Neógena de la Cuenca del Guadalquivir". Tesis inédita. Universidad de Granada. 266 pp.

ROMMERSKIRCHEN, E. (1978). "Morphogenese der Mancha und ihrer Randgebiete". Düss. Geograph. Sch., H 10, 3-84.

RUBIO-CAMPOS, J.C.; GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; POZO, M.; LUPIANI, E.; LUQUE, J.A.; Y GOLLONET, J. (2001). "Nuevos datos sobre la hidrogeología de la Subunidad de Beas de Segura. Unidad 05.01 Sierra de Cazorla". V Simposio sobre el Agua en Andalucía Vol. II, 187-195. Almería.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; Y PEREJÓN, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy". En: PreMesozoic Geology of Iberia. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 147-159.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P.; Y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". En: Paleozoico Inf. Ibero-América. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.), 505-521.

SÁNCHEZ CELA, V. (1969). "Consideraciones petrogenéticas sobre el Triás de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén)". Est. Geol., 25, 249-255.

SÁNCHEZ CELA, V. (1971). "Estudio Geológico del Triás del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". Est. Geol., 27 (3), 213-238.

SÁNCHEZ CELA, V. Y YAGÜE, A. (1971): "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja 840 (Bienservida)". Instituto Geol. y Minero de España.

SANTOS-FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "Estudio Geológico de un sector de la Sierra de Alcaraz (Albacete)". Estudios Geol., 32, 241-247.

SANTOS-FRANCÉS, F.; FERNÁNDEZ, J. Y LINARES, J. (1976). "Estudio mineralógico de una serie triásica en Alcaraz (Albacete)". Estudios Geol., 32, 241-247.

SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*, 4, 21-36.

SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid, 599 p.

SARMIENTO, G.N.; RODRIGUEZ NUÑEZ, V.M. (1991). "Conodontos telychianos (silurico inferior) del sinclinal del guadarranque (zona centroiberica, macizo hespérico)". *Revista Española de Paleontología*, 151-156.

SARMIENTO, G.N.; LEYVA F., GUTIERREZ MARCO, J.C., MORAL, B. (2000). "Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica)". I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G. 421, Evora (Portugal).

SCHWENZNER (1937). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". *Geogr. Abhl.*, nº 10, 1-28.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1971). "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. M.N. Madrid.*, Vol. 82-84, 239-268.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1975). "Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials". En: *Ice Ages: Ancient and modern*. Wright, A.E. and Moseley, F. (Eds.), *Geol. J. Special Issue N° 6 Liverpool*, 241-274

SOLÉ DE PORTA, N. Y ORTÍ, F. (1982). "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (3), 185-191.

SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, IGME. Tomo 2, 589-612.

SOLÉ SABARÍS, L. (1952). "Geografía Física". *Geografía de España y Portugal*, Tomo I, Ed. Montaner y Simón, 500 p.

SOLÉ SABARÍS, L. (1978). "Geografía general de España". Ed. Ariel, 549 pp.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 – Orsay, A I, 35.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 – Orsay, A II, III-III19.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 – Orsay, III, 0-44.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 – Orsay, IV, 1-18.

TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay). *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 – Orsay, T. I, II, 648 p.

TAMAIN, G., OVRACHT, A., CARRED, D., HELOIR, J.P., PERA, M. Y POUPOUN, G. (1970). "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94. Congr. Natu. Soc. Savantes*, 2, 275-292.

TAMAIN, G., POUPOUN, G., BROSSE, R., Y OVRACHT, A. (1972). "Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77, 495-501.

TILLMAN, R.W.; SWIFT, D.J.P. AND WALKER, R.G., *Eds.* (1985). "Shelf Sands and Sandstones". Short Course Notes No. 13, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, p. 135-241

TORRES, T. (1989). "Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal". En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. F. ORTÍ y J.M. SALVANY (Eds.) *ENRESA-Univ. Barcelona*, p. 219-223.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON III, S. (1997). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap". En: *Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration*. C.E. PAYTON (Ed). Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 26. 83-97.

VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1996). "La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: Restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (4), 883-886.

VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*, 19, 31-34.

VERA, J. A. Y LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (1971). "Sobre las facies detriticas rojas ("red beds") del borde SE de la Meseta". Cuad. Geol. Univ. Granada, 2 (3), 147-155.

VERA, J.A. (1988). "Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas". Rev. Soc. Geol. España, 1, 373-391.

VERA, J.A.(Coord) (2004). "Zonas Externas Béticas". En: Geología de España, SGE, IGME, 254-372.

VILAS, L.; MASSE, J.-P. Y ARIAS, C. (1993). "Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain)". En: Cretaceous carbonate platforms (A. SIMO, R. W. SCOTT Y J. P. MASSE, Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56, 243-251.

VILLAS, E. - (1992). "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Jour. Paleon.*, 66, 772-793.

VILLAS, E.- (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*; 28, 49-84.

VIRGILI C. (2008). "The Permian-Triassic transition: historical revision of the most important crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe". *Journal of Iberian Geology*, 34, (1), 123-158.

VISSCHER, H.; M. VAN HOUTE; BRUGMAN, W.A. (1994). "Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83, 217-226.

WALKER, R.G. (1982). "Hummocky and swaley cross-stratification". XI. *Internacional Congress on Sedimentology*. Hamilton. Ontario. Canada. Guide Book Excursion 21 A.

WALKER, R.G. (1984). "Shelf and shallows marine land". En: Facies models. WALKER, R.G. (Ed). Second edition. Geoscience Canada. *Reprint Series* 1, 141-170.

WALTER, L.R. (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 42, 55 p.

YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Triás de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)". Cuad. Geol. Ibérica., V. 4, 495-508.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 978-84-7840-943-3



9 788478 409433